

岩石鋳物鋳床学会誌

第四十三巻 第五号

昭和三十四年十月一日

研 究 報 文

- γ 型ラムスデル鋳の加熱変化について 岡 田 広 吉
北海道足尾鋳山に於ける母岩の変質作用 阿 部 宏
長崎県壱岐島産ケルスート角閃石 {青 木 謙一郎
カッティング試料に関する 2, 3 の考察 {松 本 幡 郎
一石油母岩の研究 第3報一 {加 藤 磐 雄
島根県三瓶火山産 pisolite について {阿 部 正 宏
中国西部における広島花崗岩中の岩脈類 三 浦 清
村上 允 英

会 報

日本岩石鋳物鋳床学会 30 周年記念会, 総会並びに學術講演会の予告
会員動靜, 投稿規程, 会費納入の件

抄 録

- 鋳物学及び結晶学 メタミクト鋳物の熱処理 他 3 件
岩石学及び火山学 北ミシガン West Kierran Sill 他 6 件
金 属 鋳 床 学 Samreid lake 硫化鉄鋳床 他 4 件
石 油 鋳 床 学 デボン紀堆積岩中の有機物質 他 3 件

東北大学理学部岩石鋳物鋳床学教室内

日本岩石鋳物鋳床学会

日本岩石鉱物鉱床学会 30 周年記念会，総会並びに合同学術講演会

下記次第により記念会，総会並びに学術講演会を開催します。

時 間 昭和 34 年 11 月 7, 8, 9 日

場 所 東北大学

第 1 日 (11 月 7 日) (土曜日)

総 会 (9.00~9.30) 記 念 会 (9.30~10.00) 記念講演 (10.00~12.00)
記念撮影 (記念講演終了後) 学術講演 (13.00~17.00) 懇 親 会 (17.30)

第 2 日 (11 月 8 日) (日曜日)

学術講演 (9.00~13.00) 見学旅行出発 (14.00)

第 3 日 (11 月 9 日) (月曜日)

見 学 (詳細は 総会当日会場に告示します。尚、坑内見学の方は作業服，履物を御用意下さい)。

学術講演，懇親会，見学旅行は岩鉱学会，日本鉱物学会並びに日本鉱山地質学会共催で行います。

岩石鉱物鉱床学会誌総目録 (1~42 巻) 刊行

本学会 30 年記念事業の一つとして創刊号よりの総目録を刊行致します。

定価 1 部 250 円 (頁数約 120 頁) です。

昭和 34 年 10 月 1 日

日本岩石鉱物鉱床学会

会費納入の件 本年度会費 500 円を本会 (振替仙台 8825 番) 宛至急お納め下さい。未納分は裏に直接お知らせしましたが，特に多額に滞納されている方は，至急お納め下さらないと，会誌の発行为停止されますので御注意下さい。

研究報 文

γ 型ラムスデル鉱の加熱変加について*

Thermal study on some γ type ramsdellites

岡 田 広 吉 (Kōkichi Okada)**

Abstract : Manganese dioxide mineral from the Iwasaki mine was examined by means of X-ray powder method and D.T.A, and the following results were obtained.

(1) The X-ray patterns are similar to Cole's γ - MnO_2 I. Accordingly, the manganese mineral from the Iwasaki mine is defined to γ type ramsdellite.

(2) The D.T.A. curve of γ type ramsdellite consist of three peaks which are accompanied with exothermic peak at 370°C , and endothermic peaks at 600 and 980°C . The exothermic peak is phase change from γ - MnO_2 I to β - MnO_2 , two endothermic peak are reduction of β - $\text{Mn}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Mn}_2\text{O}_3$ and $\text{Mn}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Mn}_3\text{O}_4$.

(3) A γ type ramsdellite is spreaded distribution in Japan, and some examples were given.

1. 緒 言

本邦の二酸化マンガン鉱は従来軟マンガン鉱および硬マンガン鉱と簡単に記載され¹⁾, その鉱物内容には多くの疑問を残し, 詳細な鉱物学的検討が期待されていた。天然に産する二酸化マンガン鉱はパイロルース鉱, クリプトメレーン鉱 (一般には数%のアルカリを含んでいる), ラムスデル鉱 およびバーネス鉱がある。パイロルース鉱およびクリプトメレーン鉱は普遍的に産出する鉱物であるが²⁾, ラムスデル鉱の産出は非常に稀であつて, U. S. New Mexico の Lake Valley の他二, 三の産地を数えるにすぎない³⁾。本邦産ラムスデル鉱は北海道端野鉱山から産出する一例を知るだけである⁴⁾。しかしながらラムスデル鉱の低結晶度のものに属する γ 型ラムスデル鉱はラムスデル鉱の産出が稀であ

* 東北大学選鉱製錬研究所報告, 第 310 号

** 東北大学選鉱製錬研究所

1) 伊藤貞一・桜井欽一 : 日本鉱物誌, 上巻, 222~225, 1947.

2) 例えば南部松夫 : 北上山地の二, 三のマンガン鉱山調査報告, 岩手県, 1~37, 1959.

3) Fleisher, M, and Richmond, W. E. : Econ, Geol, 38, 269~286, 1943.

4) 針谷 宥 : 鉱物, 3, 565~591, 1958.

るにもかゝらずマンガン鉱床露頭に広く分布する¹⁾。 γ - MnO_2 をクリプトメレンの低結晶度のものに比較するものもあり、未だ性状に不明の点が残されている。

筆者は従来不明のまゝに残されていた東北地方産二酸化マンガン鉱の鉱物組成を検討した結果、 γ 型ラムスデル鉱は普遍的に分布していることを知った²⁾。しかしながら、 γ 型ラムスデル鉱の多くは鉱床露頭附近の酸化帯に類似の化学組成を示す他の二酸化マンガン鉱物と複雑に共生して産出するために、単独の試料を得難く、 γ 型ラムスデル鉱のみの X 線廻折線および D.T.A 曲線を示す試料を得ることが困難であつた。本邦産 γ 型ラムスデル鉱については既に岩手県川井鉱山、愛媛県辻中鉱山³⁾ および松野四郎が報告した丹波寺山、深見山、滋賀県東黒田、京都府宇治等⁴⁾ の硬マンガン鉱⁵⁾ の記載がある。しかしながら、 γ 型ラムスデル鉱の X 線廻折線および D.T.A については充分な検討が加えられていない。

筆者は青森県岩崎鉱山産マンガン鉱石中から、ほぼ γ 型ラムスデル鉱のみからなる試料を得ることができた。二酸化マンガン鉱の鉱物組成の検討が望まれている今日、本邦マンガン鉱床に広く分布する γ 型ラムスデル鉱の X 線的、熱的性質を明らかにすることは意義あることと考えられる。

岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱について X 線的、熱的実験を行い、かつ東北地方に産する他の二、三の γ 型ラムスデル鉱について検討を加えたので、結果の概要を報告する。

2. 実験試料

岩崎鉱山は青森県西津軽郡岩崎村にあつて、新第三系に属する凝灰岩質砂岩中に賦存するマンガン鉱床である⁶⁾。本鉱床産マンガン鉱物はパイロルース鉱、クリプトメレン鉱、水マンガン鉱および γ 型ラムスデル鉱からなる。

マンガン鉱物のそれぞれを肉眼的に識別することは困難である。岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱は塊状、堅硬、条痕色は帯褐黒色で鉱石表面は帯褐黒色の粉状鉱となつている。

透過顕微鏡下では不透明である。反射顕微鏡下の性質はパイロルース鉱に類似し、研磨は良好で、極く微量の水マンガン鉱を包有している。

実験に使用した試料は塊状堅硬で不純物を混えない部分である。

3. X 線廻折線

X 線廻折は粉末写真法によつた。撮影条件は対陰極：Fe、フィルター：なし、電

1) Mcmurdie, H. F. and Golovato E. : J. Res. Nat. Bur. Stand., 41, 589~600, 1948.

2) 南部松夫・岡田広吉 : 岩鉱, 43, 108, 1959.

3) 鵜飼保郎・西村新一・前田喬 : 鉱物, 2, 431~446, 1956.

4) 松野四郎 : 工化, 44, 621~624, 909~912, 1941; 46, 605~607, 836~838, 1943; 電化, 11, 315~320, 1943.

5) 松野四郎は硬マンガン鉱 (psilomelane) の鉱物名で報告しているが、硬マンガン鉱を X 線的に γ - MnO_2 に限定している。現在、"psilomelane" は $\text{Ba Mn Mn}_8 \text{O}_{16} (\text{OH})_4$ の化学組成の鉱物に限つて用いられているから、鉱物名の混乱は当時としては止むを得ない。本邦産 psilomelane は筆者等により始めて岩手県野田玉川鉱山から見出され X 線的に同定した (南部松夫・岡田広吉 : 鉱物学会講演, 1959 年 6 月)。

6) 青森県 : 青森県の地下資源, 42, 1954.

圧：30 kV，電流：6 mA，カメラ半径：30.25 mm である。面間隔の測定に際しては同時に撮影した黄鉄鉱で測定値を補正した。

岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱の X 線粉末写真を第 2 図-1 に、面間隔および比較強度を第 1 表に掲げる。第 1 表には比較のために Cole, Wadsley および Walkley¹⁾ の報告した γ -MnO₂ および γ -MnO₂ I の X 線廻折線を並記した。

第 1 表 γ 型ラムスデル鉱の X 線廻折線

岩 崎 鉱 山		合 成 ¹⁾			
		γ -MnO ₂		γ -MnO ₂ I	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
3.99	m (b, d)	4.02	s (d)	3.94	s
2.74	vvw				
2.57	vw	2.53	vvw	2.57	w
2.44	m	2.41	m	2.41	m
2.35	w			2.30	vw
2.13	s	2.10	ms	2.11	ms
1.63	s (b, d)	1.62	vs	1.62	vs
1.49	vvw				
1.43	w			1.41	vw
1.37	vw	1.38	w	1.37	vw
		1.25	vvw		

Cole, Wadsley および Walkley は化学的方法で種々の二酸化マンガンを調製し、 γ -MnO₂ を X 線的に γ -MnO₂, γ -MnO₂ I および γ -MnO₂ II に区別した。 γ -MnO₂ と γ -MnO₂ I は第 1 表に示したように 2.33 Å および 1.41 Å の廻折線の有無によつて区別し、何れもラムスデル鉱の低結晶度のものであると結論した。

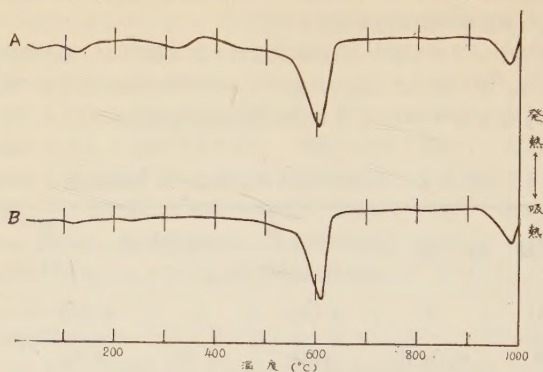
岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱は第 2 図および第 1 表から明らかなように、拡散した廻折線を与えて結晶度が低いことを示し、面間隔、比較強度ともに Cole 等の γ -MnO₂ I に一致する。すなわち、岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱は X 線的に γ -MnO₂ I 型ラムスデル鉱に極めて類似するものである。たゞ、3.99 Å の廻折線に多少の差異があるのは廻折線の拡散に原因するものである。

4. 示 差 熱 分 析

D. T. A は -200 mesh の試料を 0.5 gr 用い、10 °C/min の昇温率で行つた。実験結果を第 1 図-A に示す。

本図から 370 °C 附近の丘陵状発熱ピーク、600 および 980 °C の吸熱ピークの 3 ピークが明瞭に認められる。これらピークの熱反応を明かにする目的で各ピーク前後の

1) Cole, W. F., Wadsley, A. D. and Walkley, A. : Trans. Electrochem. Soc., 92, 133~158, 1947.

第 1 図 γ 型ラムスデル鋳の D.T.A 曲線A : 岩崎鋳山産 γ 型ラムスデル鋳,

B : 同上 550°C, 5hr 加熱後のパイロルース鋳

350, 550, 700 および 1000°C の各温度まで D.T.A を行つた試料を X 線的に検討した。この結果, 350°C まで D.T.A を行つたものは γ - MnO_2 I, 550°C までのものは β - MnO_2 (パイロルース鋳), 700°C までのものは α - Mn_2O_3 (ピクスビ鋳), 1000°C までのものは Mn_3O_4 (ハウスマン鋳) であつた。すなわち 370°C 附近の丘陵状発熱ピークは γ - MnO_2 I \rightarrow β - MnO_2 の相転移, 600 および 980°C の吸熱ピークはそれぞれ β - $\text{MnO}_2 \rightarrow \alpha$ - Mn_2O_3 , α - $\text{Mn}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Mn}_3\text{O}_4$ の脱酸素反応に原因することが判明した。

ラムスデル鋳の D.T.A および加熱変化については既に二・三の報告がある。すなわち Kulp および Perfetti¹⁾ は 500°C の丘陵状発熱ピークでラムスデル鋳からパイロルース鋳へ相変化をなし, Mc Murdie および Golovato²⁾ は同様の結論を得た後, さらにラムスデル鋳の加熱で生成したパイロルース鋳のピクスビ鋳への移行温度は天然産パイロルース鋳より低温の 600°C であることを付け加えた。また Fleisher および Richmond³⁾ は低温の 300°C でパイロルース鋳へ移行することを報告している。

一方 γ - MnO_2 の加熱変化は松野四郎⁴⁾ が天然産硬マンガン鋳 (γ - MnO_2 I) を 360°C で 300hr 加熱してパイロルース鋳を得, Cole, Wadslry および Walkley⁵⁾ は人工 γ - MnO_2 を空气中で 450°C, 24hr の加熱でパイロルース鋳, γ - MnO_2 I を同様の加熱条件でパイロルース鋳+ピクスビ鋳に変化することを認め, 又大塚淳⁶⁾ は人工 γ - MnO_2 を電気炉中で 450°C, 2hr 加熱してパイロルース鋳へ移行することを確認した。

上述のようにラムスデル鋳および γ - MnO_2 は 300~500°C でパイロルース鋳へ相変

1) Kulp, J.L. and Perfetti, J.N. : Min. Mag., **29**, 239~251, 1950.

2) Mc Murdie, H.F. and Golovato, E. : 前出, 1948.

3) Fleisher, M. and Richmond, W.E. : 前出, 1943.

4) 松野四郎 : 前出, 1943, 1949.

5) Cole, W.F., Wadslry, A.D. and Walkley, A. : 前出, 1947.

6) 大塚 淳 : 電化, **25**, 486~488, 1957.

化をするが、筆者の実験結果も全く同様である。要するにラムスデル鉱および γ - MnO_2 は天然の状態で不安定な鉱物相であるので、加熱によって相変化が可能になると二酸化マンガン鉱中で最も安定な鉱物相のバイロルス鉱へ容易に転移するものであろう。

筆者はさらに γ - MnO_2 $\text{I} \rightarrow \beta$ - MnO_2 の D. T. A. による相変化を吟味するために次の実験を行った。すなわち D. T. A. と同試料を用い、D. T. A. で γ - MnO_2 $\text{I} \rightarrow \beta$ - MnO_2 の相変化が完全に行われる 550°C の温度で 5hr 電気炉中に保ち、冷却後の X 線粉末写真と同試料を用いた D. T. A. で相変化後のバイロルス鉱を検討した。加熱後の X 線粉末写真を第 2 図、X 線廻折線を第 2 表、D. T. A. 曲線を第 1 図 B に示す。比較のために青森県早瀬野鉱山産バイロルス鉱の X 線写真を第 2 図-3、D. T. A. 曲線を第 3 図-E、Harcourt¹⁾ の示したバイロルス鉱の X 線廻折線を第 2 表に夫々並記した。

第 2 図-2, 3 および第 2 表から明らかなように、 γ 型ラムスデル鉱の加熱による相変化で生成したバイロルス鉱は天然産バイロルス鉱と X 線的には一致する。しかしながら加熱生成物のバイロルス鉱の X 線粉末写真を詳細に検討すると天然産バイロルス鉱より遙かに不鮮明で拡散した廻折線を与えている。また加熱生成物のバイロルス鉱の D. T. A. 曲線は γ 型ラムスデル鉱の 370°C の発熱ピークは消失して平坦となるが、他方 2 つの吸熱ピークの温度、型、振幅等には加熱前後において殆んど変化が認められない。

D. T. A. 曲線のピーク温度は試料の粒度によって影響されることが大きい²⁾、本実験の試料粒度は同一であるから、天然産バイロルス鉱と加熱生成物のバイロルス鉱の α - Mn_2O_3 への移行温度の相違は粒度の影響とは考えられない。従つてこの移行温度の差異は γ 型ラムスデル鉱が低結晶度で微細であるので、加熱によって安定相のバイロルス鉱へ移行した後でも、なお第 2 図に明らかなように天然産バイロルス鉱より結晶度が劣っていることに起因するものであろう。加熱時間の影響については今回はふれない。

5. 混合試料による示差熱分析

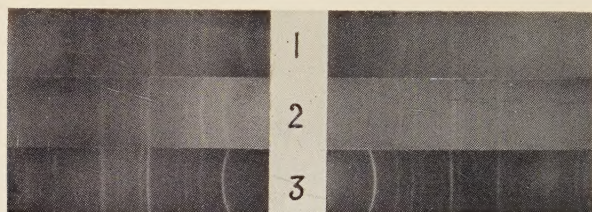
一般にマンガン鉱床露頭附近のマンガン鉱物は数種の二酸化マンガン鉱（主としてバイロルス鉱、クリプトメレーン鉱、 γ 型ラムスデル鉱）からなり、これに多少の針鉄鉱を

第 2 表 γ 型ラムスデル鉱 550°C , 5 hr
加熱後の X 線廻折線

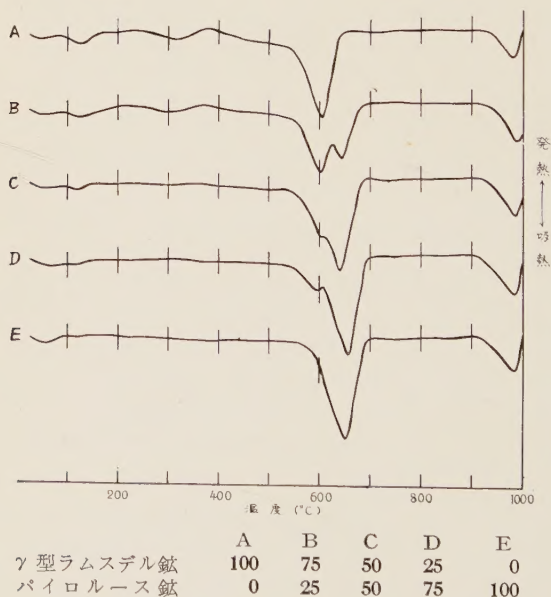
550°C, 5 hr 加熱		バイロルス鉱 ¹⁾	
d (Å)	I	d (kX)	I
		3.44	1.0
3.06	m (d)	3.11	10.0
2.68	w	2.65	0.5
2.39	s	2.41	5.0
		2.20	0.5
2.10	m	2.11	3.0
		1.97	1.0
		1.795	1.0
1.61	s	1.625	6.0
1.56	w (d)	1.560	2.0
1.43	w	1.435	2.0
1.38	vw (d)	1.395	0.2
1.30	m (d)	1.305	2.0
1.05	m (b, d)	1.045	1.0
1.03	w (d)		

1) Harcourt, G. A., : Am. Min., 27, 63~113, 1942.

2) 南部松夫 : 東北大選研集, 11, 35~66, 1955.

第 2 図 γ 型ラムスデル鋳およびパイロルス鋳の X 線粉末写真

1 : 岩崎鋳山産 γ 型ラムスデル鋳, 2 : 同上 550°C, 5hr 加熱後のパイロルス鋳, 3 : 早瀬野鋳山産パイロルス鋳

第 3 図 γ 型ラムスデル鋳-パイロルス鋳混合物の D. T. A 曲線

随伴しているのが普通である。二酸化マンガ鋳物を肉眼的に識別することは殆んど不可能であるが、パイロルス鋳およびクリプトメレーン鋳は結晶度が高いから X 線的に確認することは容易である。しかしながら γ 型ラムスデル鋳は前述のように結晶度が低く、X 線粉末写真は不鮮明で拡散しているから他の二酸化マンガ鋳物と混在している場合には見落される恐れが大きい。またこの二酸化マンガ鋳に伴う針鉄鋳は概して結晶度が低く、かつ量が多くなると品位に影響を与えるので無視できない。

このような見地から γ 型ラムスデル鋳とパイロルス鋳および針鉄鋳との量比を異にする混合試料について D. T. A を行い、ピークの変化を考察した。混合量比は重量比で

75 : 25, 50 : 50, 25 : 75 の 3 種類である。なおクリプトメレンについては別に報告の予定であるので省略する。

A. γ -型ラムスデル鉱-パイロルース鉱

実験に用いたパイロルース鉱は早瀬野鉱山産のもので水マンガン鉱の仮像をなし、X線廻折線(第2図3), D.T.A 曲線(第3図E)共に典型的なパイロルース鉱である。

実験結果を第3図に示した。 γ -型ラムスデル鉱の 370°C の発熱ピークはパイロルース鉱の混合比の増加で不明瞭となり、 γ -型ラムスデル鉱の 600°C およびパイロルース鉱の 650°C の吸熱ピークは混合比に比例して振幅を増減し、少量の混合でも明瞭である。両者の 980°C の吸熱ピークには混合比の変化による異動は認められない。

第3図から両者が混合する場合には D.T.A 曲線の 600, 650°C の吸熱ピークの変化によつて両者の量比を定性的に識別することが可能であると言える。

B. γ -型ラムスデル鉱-針鉄鉱

針鉄鉱はパイロルース鉱と同様に早瀬野鉱山産のものを使用した。供試針鉄鉱の X 線廻折線は従来のデータに一致し、D.T.A 曲線は第4図Eに示したように 350°C の吸熱ピークを有し、比較的結晶度の高いものに属する¹⁾。

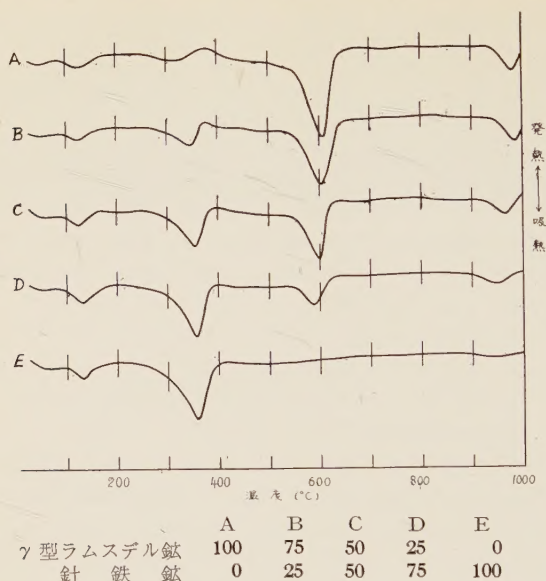
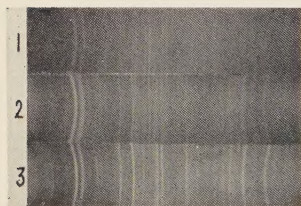
実験結果を第4図に、また第4図B, C, D の D.T.A 後の X 線粉末写真を第5図に示した。本図から両者の混合比によつて各ピークの振幅が増減すること以外に針鉄鉱の増加によつて γ -型ラムスデル鉱の 600 および 980°C の吸熱ピークの形が非対称から次第に対称性を増し、さらに 980°C の吸熱ピーク温度が著しく低温側へ移行することが注目される。加熱後の X 線写真は両者の混合比によつてハウスマン鉱、赤鉄鉱および磁鉄鉱²⁾の生成量を増減していることが明瞭であつて、加熱後にはこの磁鉄鉱の存在によつて強磁性を示す。又針鉄鉱の吸熱ピークは γ -型ラムスデル鉱と共生する水マンガン鉱の吸熱ピークに殆んど一致する(例えば後述の岩手県大神鉱山産マンガン鉱石)。

γ -型ラムスデル鉱の 600°C の吸熱ピークが針鉄鉱の混合量の増加に比例して次第に対称性を増して来る原因としては、針鉄鉱の脱水による容積減少、空隙率の増加、針鉄鉱後の赤鉄鉱が中性物質として作用する等の理由で、 γ -型ラムスデル鉱の熱反応に遅れを生じたものと考えられる。900°C 附近では赤鉄鉱は約 15% のビクスビ鉱を、ビクスビ鉱は約 50% の赤鉄鉱をそれぞれ固溶し得るから、 γ -型ラムスデル鉱がビクスビ鉱へ完全に移行する 650°C から、加熱温度に比例してビクスビ鉱と赤鉄鉱間の固溶作用は著るしく進行するであろう。

ビクスビ鉱からハウスマン鉱への移行温度の低下は、ビクスビ鉱に固溶される赤鉄鉱の量に関係するものと考えられる。ビクスビ鉱からハウスマン鉱へ移行する場合、ハウスマン鉱に固溶される Fe_3O_4 は最大 9% と云われているから、ビクスビ鉱に固溶されて

1) 南部松夫：前出，1955。

2) Fe_3O_4 - Mn_3O_4 系鉱物では Mn_3O_4 : 91~54% は固溶体を形成しないが、 Mn_3O_4 : 91% 以上をハウスマン鉱、10~54% をヤコブス鉱、10% 以下を磁鉄鉱と名付ける。(Hook, H. J. and Keith, M. L. : Am. Min. 43, 69~83, 1954)。 Fe_3O_4 - Mn_3O_4 系鉱物の Mn_3O_4 : 0~54% では格子常数が連続的に変化するから、格子常数を測定することによつて Mn_3O_4 の量を推定することができる。しかしながら本実験ではこの点を問題としないから便宜的に磁鉄鉱として述べる。

第4図 γ 型ラムスデル鉍—針鉄鉍混合物の D.T.A 曲線第5図 γ 型ラムスデル鉍 (R)—
針鉄鉍 (G) 混合物の D.T.A
後の X 線粉末写真1 : R75 : G25 2 : R50 : G50
3 : R25 : G75

いた過剰な Fe_2O_3 はピクスビ鉍がハウスマン鉍へ移行すると同時に磁鉄鉍を生成するであろう。このような考えは加熱後の X 線写真の結果によつても支持される。

γ 型ラムスデル鉍—針鉄鉍, γ 型ラムスデル鉍—水マンガン鉍の組合せからなる鉍石は普通に見られる。このような組合せからなる鉍石の X 線廻折線および D.T.A は, 前述のように水マンガン鉍と針鉄鉍の吸熱ピークが類似すること, γ 型ラムスデル鉍と針鉄鉍は概して低結晶度であることが多い等の理由で, X 線廻折或は D.T.A

の何れか一方のみでは上記組合せの鉍物組成の判別は困難である。本実験で明らかにされたように, γ 型ラムスデル鉍に針鉄鉍をある程度混合している場合には, D.T.A 曲線の吸熱ピークと D.T.A 後の加熱産物に磁鉄鉍を生成するから, これによつて針鉄鉍の混合の有無を識別することが可能である。このような関係はパイロルース鉍と水マンガン鉍あるいは針鉄鉍が共生する場合の D.T.A 曲線においても全く同様である。

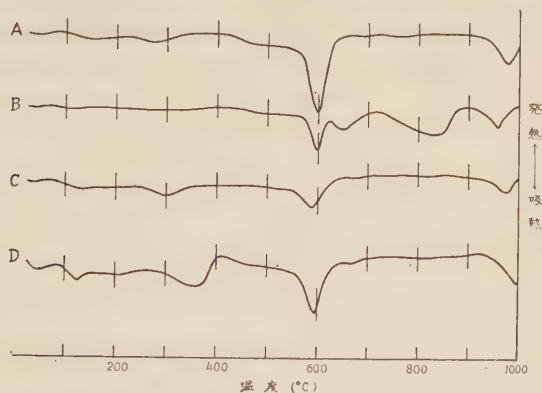
6. 天然における γ 型ラムスデル鉍の産出

前述のように, γ 型ラムスデル鉍は本邦のマンガン鉍床に比較的普通に産する鉍物であ

るが、従来複雑に共生する他の鉱物との分離が困難であること、化学組成が極めて類似する鉱物と共生すること、結晶形を示すことがないこと、低結晶度でかつ不透明であるので光学的測定が困難であること等の理由から、不明のまゝに残されていた鉱物の一つであつたが、本実験の結果、 γ 型ラムスデル鉱は共生する類似の化学組成の鉱物とは X 線廻折線、D.T.A を併用することで識別が可能であることが明らかになった。

次に東北地方の他のマンガン鉱石の D.T.A で鉱物組成が判別された二・三の例を第 6 図に掲げる。

第 6 図 天然産 γ 型ラムスデル鉱の D.T.A 曲線



A : 岩手県高松鉱山産

B : 岩手県高峰鉱山産

C : 福島県山都鉱山産

D : 岩手県大神鉱山産

A. γ 型ラムスデル鉱 (第 6 図 A)

岩手県高松鉱山産 帯褐黑色、塊状均質で、粉末の色は帯黒褐色である。X 線廻折線は γ 型ラムスデル鉱に一致し、D.T.A 曲線は岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱と全く同様である。北部北上山地のマンガン鉱床に最も普通に産する鉱物の一つである。

B. γ 型ラムスデル鉱—パイロルース鉱 (第 6 図 B)

岩手県高峰鉱山産 露頭下部の塊状鉱で見掛上黒色、均質である。X 線廻折線はパイロルース鉱とクリプトメレーン鉱の混合であつたが、D.T.A 曲線の 600°C の吸熱ピークの存在は X 線的に不明であつた γ 型ラムスデル鉱を相当量含んでいることを示す。840°C の吸熱ピークはクリプトメレーン鉱によるものである。

C. γ 型ラムスデル鉱—針鉄鉱 (第 6 図 C)

福島県山都鉱山産 両鉱物が混合して黒褐色粉状をなし、かつ結晶度が低いので X 線廻折線から両者を確認することは困難であつた。D.T.A 曲線の両鉱物に特徴的な吸熱ピークと加熱後に磁性鉱物を生成していることから針鉄鉱の存在が推定される。

D γ 型ラムスデル鉱—水マンガン鉱 (第 6 図 D)

岩手県大神鉱山産 黒色塊状で、D.T.A 曲線の 570°C の吸熱ピークからは水マンガ

ン鉱と針鉄鉱の区別はできないが、X 線廻折線と D.T.A 後に磁性鉱物を生成しないことから水マンガン鉱と γ 型ラムスデル鉱の混合であることを示す。

7. 総 括

青森県岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱を X 線廻折線 および D.T.A で検討し、また人工混合試料について D.T.A を行つて次の結果を得た。

(1) 岩崎鉱山産 γ 型ラムスデル鉱の X 線廻折線は Cole 他の報告した γ - MnO_2 I に一致する。従つて同鉱は γ 型ラムスデル鉱と云うことができる。この γ 型ラムスデル鉱は本邦のマンガン鉱床に最も普通に産する二酸化マンガン鉱物の一つである。

(2) γ 型ラムスデル鉱の D.T.A 曲線は 370°C に丘陵状発熱ピーク、 600 および 980°C に顕著な吸熱ピークがある。はじめの発熱ピークは相変化 (γ - MnO_2 I \rightarrow β - MnO_2)、2 つの吸熱ピークは脱酸素反応 ($\text{MnO}_2 \rightarrow \text{Mn}_2\text{O}_3 + 0$ $\text{Mn}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Mn}_3\text{O}_4 + 0$) によるものである。

(3) D.T.A で γ 型ラムスデル鉱が β - MnO_2 に完全に移行する 550°C の温度で 5hr 保つた後の試料の D.T.A 曲線は γ 型ラムスデル鉱に特徴的な 370°C の発熱ピークは消去されるが、 600°C の吸熱ピークには全く変化が認められない。 γ 型ラムスデル鉱は結晶度が低く、かつ結晶粒が極めて微細であるので、短時間の加熱でパイロルース鉱へ相変化した後も結晶が微少であることに原因すると考えられる。従つて γ 型ラムスデル鉱とパイロルース鉱の区別は X 線廻折線によること以外に、D.T.A 曲線の特徴的な吸熱ピーク温度によつても可能である。

(4) γ 型ラムスデル鉱とパイロルース鉱の人工混合試料による D.T.A 曲線においては、混合量比にそれぞれのピークの振幅が比例する。同様に γ 型ラムスデル鉱と針鉄鉱の場合には混合量比にピークの振幅が比例することは勿論であるが、さらにピークの形と温度が変化する。また γ 型ラムスデル鉱と針鉄鉱の混合試料の D.T.A 後の産物はハウスマン鉱、赤鉄鉱および磁鉄鉱であつて、この磁鉄鉱によつて強磁性を示す。

(5) 東北地方のマンガン鉱床より産する二・三の γ 型ラムスデル鉱の D.T.A 曲線を示したが、本実験から γ 型ラムスデル鉱の同定には X 線廻折と D.T.A を併用する必要があることを知つた。

(6) γ 型ラムスデル鉱は本邦マンガン鉱床に普通的に産出する二酸化マンガン鉱の一つであつて、古く硬マンガン鉱と称された鉱物の一部は本鉱に属することを明らかにした。

本研究の機会を与えられ懇切な御指導を賜つた東北大学竹内常彦教授 および多数の貴重な試料を恵みされ、かつ終始有益な御教示、御指導を賜つた東北大学選鉱製錬研究所南部松夫助教授に対し感謝の意を表する。

北海道発足鉱山に於ける母岩の変質作用*

The alteration of the wall rocks along vein deposits
in the Hattari Mine, Hokkaido

阿 部 宏 (Hiroshi Abe)**

1. ま え が き

北海道岩内郡発足鉱山は花崗閃緑岩類中に胚胎する浅熱水性裂隙充填鉱床で、鉱床母岩は鉱脈を中心として絹雲母化作用を主とする熱水変質作用を蒙っている。花崗岩質岩類に於ける母岩の変質作用に関しては例えば、最近では Tooker, E. W.¹⁾ 等の研究があるが、筆者は当鉱床の母岩をなす花崗岩質岩類の主として potassium alteration についてその生成機構を追求する目的で、2, 3 の実験的考察を試みたので報告する。

2. 地 質 及 び 鉱 床

当鉱床は国富鉱山の西北方約 17 km, 岩内郡発足村字ビシムナイに位置し、嘗つて渋谷鉱山として採掘採鉱が行われ、その後国富鉱山の支山として銅・鉛・亜鉛鉱を対象に坑内採鉱が試みられたが現在休山中である。

鉱床附近は流紋岩及び斜長流紋岩からなる火山岩類と、閃緑岩、花崗閃緑岩等の完晶質岩類²⁾ が露出し、鉱床西方茅沼炭礦附近には新第 3 紀の所謂緑色凝灰岩が分布している。鉱床は前記花崗閃緑岩及びその周縁相と考えられる閃緑岩中に胚胎する浅熱水性鉱脈型鉱床で、鉱石鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、脈石鉱物は石英、絹雲母、緑泥石及び方解石等の炭酸塩鉱物である。鉱脈は 1 号脈、2 号脈及び 3 号脈よりなり走向 EW 系、N-S に急傾斜し一般に膨縮著しく、時に脈巾 1.5 m に達する部分もある。これらの鉱脈は部分的に黄鉄鉱・黄銅鉱・石英脈、石英・黄鉄鉱脈、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱脈よりなり、各鉱石鉱物の晶出順序は第 1 図の如くである。鉱脈に沿う鉱床母岩は絹雲母化作用、緑泥石化作用、黄鉄鉱化作用、炭酸塩化作用を蒙るが、鉱脈の中と変質帯の中は一定でなく、強度の変質帯は鉱脈を中心として 1 m を越える例は少ない。

3. 母 岩 の 変 質 作 用

(1) 原岩並びに変質岩の顕微鏡的観察

〔原 岩〕 原岩と認められる未変質花崗閃緑岩は肉眼的に帯緑灰色を呈し、長石、石英及び角閃石を伴う。鏡下では完晶質時に斑状構造を呈し、斜長石 (0.2 × 0.07 mm) は累

* 日本地質学会第 66 年会 (東京大学) 講演, 1956.

** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) Tooker, E. W. : Clay & Clay Minerals, NAS-NRC, 456, 1956.

2) 完晶質岩類の進入時期は明らかでないが、鉱化作用が本岩類中のみ集中する事実は、火成活動との成因的關係に於て興味深い問題であり、且つ、同岩類の産状及び岩相等から新时期進入の可能性も考えられ、この点については別に検討を試みる予定である。

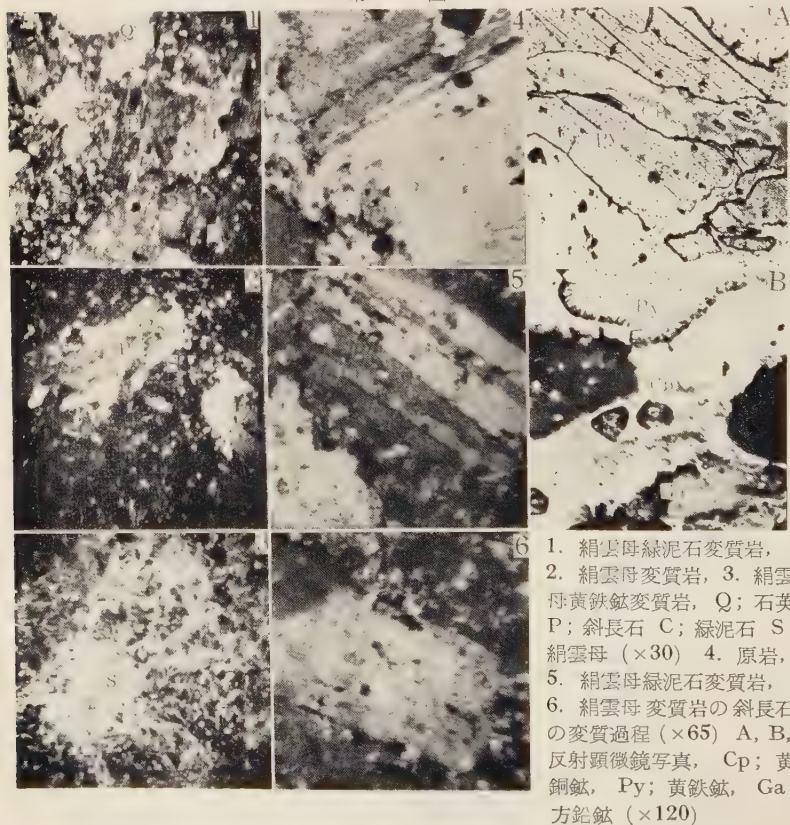
帯構造, アルバイト双晶を示し, 石英 (径 $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$) と共に比較的新鮮であるが, 普通角閃石 ($0.3 \times 0.1 \text{ mm}$) は一部変質し, 二次的な緑泥石を生成している。前記斜長石は $\gamma=1.563$, An_{52} (平均値) を示し, 化学分析値より求めたノルム斜長石は $\text{Ab}_{53}\text{An}_{47}$ で, 光学的測定結果と近似した値を示している。

第 1 図 産出鉱物の晶出順序

黄鉄鉱	—————	—————
黄銅鉱		—————
方鉛鉱	—————	—————
方鉛鉱		—————
石英	—————	—————
方解石		—————

〔変質岩〕 鉱脈に沿う変質母岩は第 2, 4 図に示す如く, 絹雲母緑泥石化岩 (弱変質岩帯), 絹雲母化岩 (中変質岩帯) 及び絹雲母黄鉄鉱化岩 (強変質岩帯) の 3 帯に漸移し

第 2 図



1. 絹雲母緑泥石化変質岩,
2. 絹雲母変質岩, 3. 絹雲母黄鉄鉱変質岩, Q; 石英 P; 斜長石 C; 緑泥石 S; 絹雲母 (×30) 4. 原岩,
5. 絹雲母緑泥石化変質岩,
6. 絹雲母変質岩の斜長石の変質過程 (×65) A, B, 反射顕微鏡写真, Cp; 黄銅鉱, Py; 黄鉄鉱, Ga; 方鉛鉱 (×120)

ている。① 絹雲母緑泥石化岩 鏡下で完晶質斑状構造を示し斜長石 ($0.2 \times 0.07\text{mm}$) の結晶縁に沿つて絹雲母が斑点状に生成し、石英 (径 $0.1 \sim 0.2\text{mm}$) は半自形〜他形を呈しやや汚染され、角閃石 ($0.2 \times 0.05\text{mm}$) は大部緑泥石化している。基質部は石英及び絹雲母 ($0.01 \sim 0.005\text{mm}$) の集合よりなる。② 絹雲母化岩 原岩の構造をやや失い、斜長石 ($0.2 \times 0.05\text{mm}$) は汚染しその劈開、双晶面、結晶縁に沿い或いは全くこれらとは無関係にその内部に細脈、網状、斑点状絹雲母が著しく発達し、石英 (径最大 0.08mm) もまた融蝕され、その量を減じている。基質部ではその鉱物粒をうづめて細脈状 (巾 $0.01 \sim 0.005\text{mm}$) 絹雲母が多数生成している。③ 絹雲母黄鉄鉱化岩 鏡下で、原岩の構造は全く認め難く、局部的に残存する斜長石は絹雲母によつて完全に交代され仮像を呈し、これと共に絹雲母の網状細脈 (巾 $0.01 \sim 0.005\text{mm}$) が多量に発達している。更にこれとは別に揺焰状消光を示す石英の粒状集合細脈が頭著に認められ、多量の黄鉄鉱が生成している。なお、強度の粘土化作用を蒙つた試料をノーベル式水簾装置で水簾後、示差熱分析、X 線解析を行つた結果、この変質岩中に含まれる粘土鉱物は大部分が絹雲母よりなる事が判る (第1表, 第3図)。

第1表 絹雲母のX線粉末廻析値

A		B		A		B	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
10.0	10	10.0	30	2.13	9		
7.10	5	7.15	33	2.00	20	1.999	15
5.01	17	5.01	20	1.983	9		
4.50	9	4.48	20	1.819	14	1.818	12
4.21	9	4.21	21	1.670	6	1.668	8
3.70	5			1.651	7		
3.59	8	3.59	25	1.644	15	1.644	10
3.29	100	3.30	100	1.505	15	1.502	9
2.86	3	2.85	10	1.374	5		
2.561	43	2.561	21	1.349	3	1.351	3
2.462	13	2.462	4	1.299	7	1.296	7
2.35	7	2.351	6	1.239	8	1.241	5
2.287	7	2.290	5				

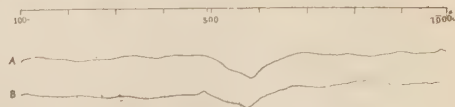
A; 化学分析試料 e の水簾粘土, B; 同じく f の水簾粘土
(X 線廻析計数装置, 対陰極 $\text{CoK}\alpha$)

(2) 変質母岩の化学組成

上述せる如き変質母岩についてその化学成分の移動拡散濃集機構を明らかにする目的で、1号脈を中心として上下盤 1~3m 毎に試料を採取し化学分析を行つた結果は次の如くである (第4図, 第2表)。

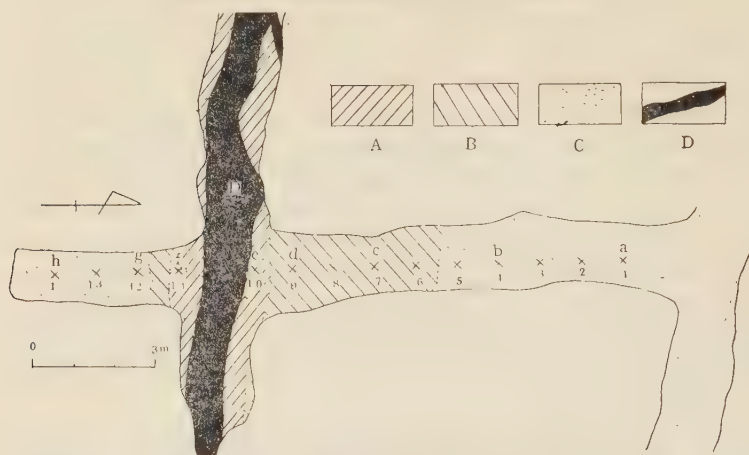
即ち表中 e, f が鉄脈に近接する強変質岩 (絹雲母黄鉄鉱化帯), c, d が中変質岩 (絹雲

第3図 絹雲母の示差熱分析曲線



A; 化学分析試料 (e) の水簾粘土
B; 同じく (f) の水簾粘土

第 4 図 鈳 脈 図 及 び 試 料 採 集 位 置 図



A; 絹雲母黄鉄鈳変質帯, B; 絹雲母変質帯, C; 絹雲母緑泥石変質帯, D; 黄鉄鈳・黄銅鈳・石英脈, (a~h) 化学分析試料, (1~14) 分光分析試料採集位置

母化帯), a, b, g, h が弱変質岩 (絹雲母緑泥石化帯) を代表するものである。これら変質母岩の各酸化物組成をみるに, 変質度に応じて規則的, 対称的な成分変化は必ずしも認められないが, SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O 及び H_2O の値に於いてかなり特徴的な挙動を示している。即ち 原岩に比較した場合, 絹雲母緑泥石化帯→絹雲母化帯→絹雲母黄鉄鈳化帯と, その変質度に応じて SiO_2 , Na_2O , FeO の値が減少し, Al_2O_3 , K_2O , H_2O の値が, かなり増加している。

これら変質帯に於ける SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - H_2O 系についてその成分変化の過程を検討すれば, SiO_2 - Al_2O_3 - MgO 系では 原岩, 変質岩に於いてさしたる変化は示さないが, SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O 系では第 5 図に示される如き変質過程をたどり, その成分変化の傾向は変質帯の中心部に向つて SiO_2 寄りから H_2O 寄りになり, SiO_2 の割合の減少, H_2O の割合の増加が認められる。更に A-K-F, A-C-F 図に於いて検討すれば, A-K-F では母岩の変質度に比例して $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ の割合, K_2O の割合が増加し, $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{MnO}$ の割合が著しく減少する。特に絹雲母黄鉄鈳変質帯に於いて著しい。A-C-F に於いても鈳脈の中心に向つて $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ の割合が増加し, $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{MnO}$, CaO の割合が減少し, 絹雲母緑泥石変質帯・絹雲母変質帯から強変質帯の絹雲母黄鉄鈳変質帯に至れば急激にその傾向を強める。

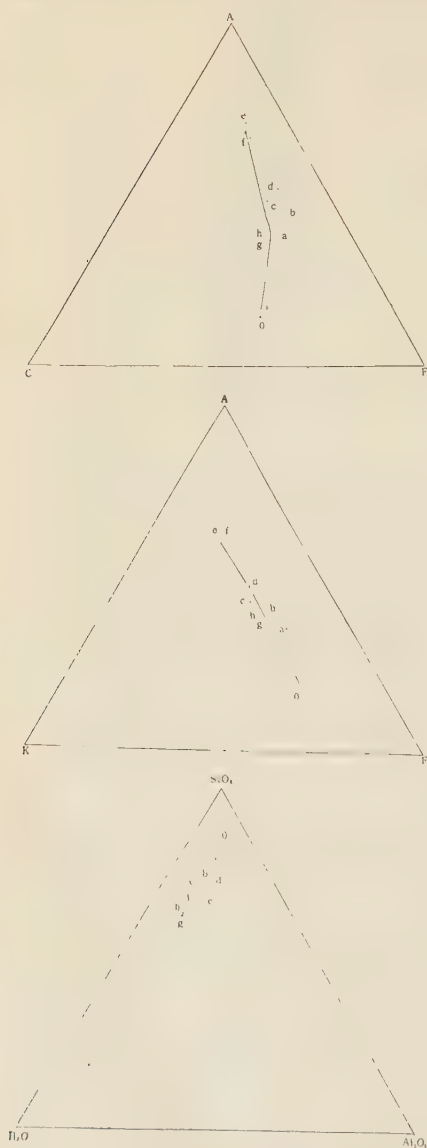
一般に 変質作用に於ける成分の移動, 拡散或いは濃集機構はイオンの形で営まれるものと考えるのが妥当であり, 従つて上記変質岩の分析値から Eskola¹⁾ の陽イオン百分率を求め主イオンの変化図を作成し, 変質母岩の成分変化をみても前述の増減比と一致

1) Eskola, P.: *Geologica Geographica*, **38**, 1954,

第 2 表 原岩及び変質母岩の化学分析値 (試料記号は第 4 図に同じ)

試料名 化学成分	原 岩		變 質 母 岩 (上盤)					變 質 母 岩 (下盤)			原 岩 の ノルム鉱物
	o		a	b	c	d	e	f	g	h	
SiO ₂	67.30		63.66	63.46	61.88	63.99	61.74	63.34	59.64	60.14	Q 27.35 %
Al ₂ O ₃	14.11		14.06	15.56	13.11	16.63	18.44	15.08	13.16	14.00	Fs 3.05
Fe ₂ O ₃	1.09		4.29	2.85	4.79	2.17	3.56	4.11	3.58	3.49	En 5.03
FeO	2.66		2.46	3.31	2.63	2.69	0.86	0.97	1.58	1.86	Wo 0.47
MgO	2.01		2.21	2.81	1.26	1.22	1.13	1.22	2.70	2.41	Mt 1.63
CaO	3.32		2.16	1.08	1.75	1.42	1.36	1.42	3.37	3.31	An 14.54
Na ₂ O	3.60		3.70	2.36	1.45	3.02	0.80	0.12	0.60	0.74	Ab 30.58
K ₂ O	2.66		2.56	3.79	4.65	3.91	5.25	4.38	4.15	4.41	Or 15.66
H ₂ O (+)	1.09		2.76	3.08	4.84	2.75	4.38	5.40	7.42	6.47	Py 0.12
H ₂ O (-)	0.62		0.68	1.01	0.79	0.97	0.99	0.84	1.03	1.08	Ap 0.34
TiO ₂	0.61		0.66	0.71	0.40	0.44	0.81	0.76	0.70	0.76	Il 1.22
P ₂ O ₅	0.14		0.16	0.21	0.10	0.17	0.22	0.19	0.23	0.11	
MnO	0.11		0.05	0.06	0.28	0.05	0.07	0.12	0.13	0.03	Ab ₅₃ An ₄₇
Fe	0.06		0.08	0.11	1.44	0.42	0.51	1.41	1.20	0.61	
S	0.06		0.07	0.14	1.28	0.36	0.44	1.30	1.11	0.55	
Total	99.44		99.56	100.54	100.65	100.21	100.56	100.66	100.60	99.97	

(Q : quartz, Fs : ferrosalite, En : enstatite, Wo : wollastonite, Mt : magnetite, An : anorthite,
Ab : albite, Or : orthoclase, Py : pyrite, Ap : apatite, Il : ilmenite)

第5図 A-C-F-A-K-F-SiO₂-Al₂O₃-H₂O 図

O; 原岩, a, b, g, h; 絹雲母緑泥石変質岩 (弱変質帯), c, d; 絹雲母変質岩 (中変質帯), e, f; 絹雲母黄鉄鉱変質岩 (強変質帯)

し, 原岩より変質岩に向つて Si¹⁾, Fe⁺⁺, Na の減少, Al, K の増加が示される (第6図)。

上に述べた如く, 原岩に比較して鉱脈ぎわの変質帯に於いて Al, K, H 等が濃集して多量の絹雲母を生成している事実は, これらの陽イオンが化学的に安定な環境としてこの変質範囲に固定集中されて絹雲母化帯を新生したものとみるべきであり, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ イオンの変化に比して K⁺, Na⁺ イオンの著しい増減は2価の塩基イオンと1価の塩基イオンの置換力, 浸入能²⁾の相異によるものと考えられる。更にまた SiO₂, Al₂O₃ は PH 条件に対して極めて鋭敏であり, 前者は適度のアルカリ条件下で著しく溶解度を増し³⁾, 特に高温 高压下に於いては H₂O に対してさえも, かなり溶解する事が知られており, 一方 Al₂O₃ は PH 4~8 の条件下ではむしろ安定であり, PH 5 以下或いは9以上では著しく溶解度を増す事⁴⁾は周知の事である。かくして地下深所よりの金属元素を含まない不毛の弱アルカリ性反応液によつて溶脱作用と置換作用とが行われて鉱物の再配列, K-変質帯の生成が行われ, この時期に大部分の絹雲

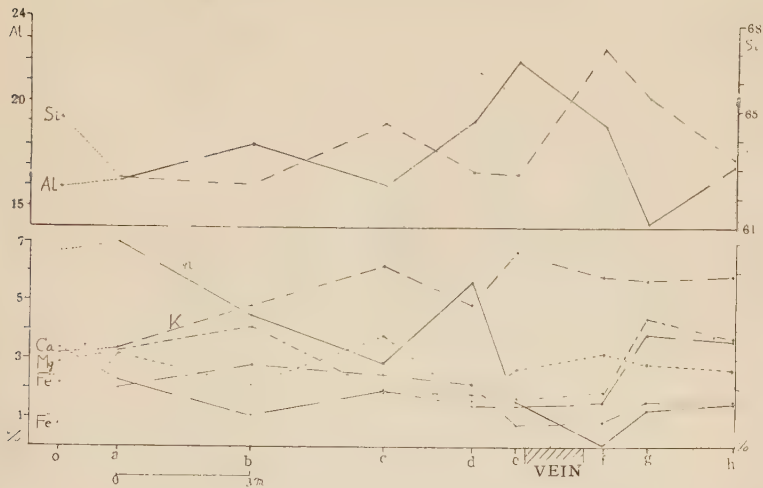
1) 下盤母岩に於いて一部 Si が多量に示されるが, これは顕微鏡観察でも判るように石英細脈の混入によるものである。

2) 須藤 俊男: 粘土鉱物, 1953.

3) Lovering, T. S.: Quart. Colorado, Sch. Min., 45, 1950.

4) Barth, T. F. W., Correns, C. W. Eskola, P.: Die Entstehung der Gestein. 129, 1939.

第 6 図 陽 イ オ ン 変 化 図



母の変質帯が形成され、反応液の活動は微弱となり、その後、鉍化液の上昇をみ、硫化鉍物の沈澱を行つたものと考えられる。

(3) 変質母岩の微量成分

変質母岩の主化学成分の変化状態を知ると共に、これに含まれる微量成分の挙動をも併せて考究する目的で鉍脈上下盤変質母岩について 1m 毎に試料を採取し分光分析を試みた (第 4 図, 第 3 表)。実験に供した試料は硫化鉍物の混入をさけ瑪瑙乳鉢で直接圧碎後、-200 メッシュの細粉とし島津製水晶分光写真器 (QF-60) により予備実験を行い、半定量的な分析を試みた。

検出元素は岩石中の主元素を除き Ag, Ba, Be, Bi, Co, Cu, Cr, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, V および Zn である。これら微量成分の分布状態を検討するに、Ag は原岩に比してやや強く検出され鉍脈ぎわの絹雲母黄鉄鉍変質帯に於いては特に多量に存在している。Cu, Zn, Pb についてもほぼ同様の傾向がうかがえ、鉍脈に接近した絹雲母黄鉄鉍変質帯に於いてその検出濃度が強い。このような変質帯に於ける Ag, Cu, Zn, Pb 等金属元素の濃集は母岩に変質作用をもたらした反応液の影響に基づくものとするよりは、むしろ H. T. Morris, T. S. Lovering¹⁾ の指摘する如く鉍化時期に於ける金属元素の移動、拡散現象に起因するものと思われる。Pb-Ba は鉍脈に近い部分に於いて、相伴つて存在するが、これらの成分は恐らく母岩に絹雲母化作用をもたらした K との関連性を多分に有しているものと推察される。また、Ni-Cr, V-Ni・Cr 等については顕著な相関関係は認められない。ここで注意すべき事は、鉍脈に接する如き絹雲母黄鉄鉍変質帯は別として、微量成分の上下盤に於ける一般的な分布状態を通覧すれば、必ずしも規則的、累帯的な消長を示さず、上盤変質帯と下盤変質帯に於いて微量成分の分布の上で、

1) Morris, H. T. and Lovering, T. S.: Econ. Geol., 47, 1953.

第3表 原岩及び變質岩の微量成分

	Ag	Ba	Be	Bi	Co	Cu	Cr	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	V	Zn
原岩	O ₁	×	×	?	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×
	O ₂	×		×	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×
變質母岩 (上盤)	1	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	?	×	×
	2	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×		×	×
	3	×	×	×	×	×	×	×	×	?	×	×	?	×	×
	4	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	?	×	×
	5	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×
	6	×	×	×	×	×	×	?	×	×		×		×	×
	7	×	×	×	×	×	×	?	×	×	×	×		×	×
	8	×	×	×	×	×	×	×	×	×	?	×		×	×
	9	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	?	×	×
	10	×	×	×	?	×	×	×	×	×	?	×		×	×
脈															
變質母岩 (下盤)	11	×	×	×	×	×	?	?	×	×	×	×		×	×
	12	×	?	×	×	×	?		×	×	×	×		×	×
	13	×	?	×	?	×		?	×	×	×	×		×	×
	14	×		×	×	×	?	?	×	×	?	×		×	×

かなり著しい差異を示している。例えば Ag, Pb, Zn は上盤側よりも下盤側に強く検出され、Ni, Cr, Sn は下盤よりもむしろ上盤側にやや強く検出されている。若しこれら Ag · Pb · Zn, Ni · Cr · Sn 等の微量成分が、前述の如く 鉍化液より直接もたらされて現位置を占めているものとすれば、かかる成分分布の差異は 鉍化液の性質、即ち濃度、PH, 温度、量、反応時間、浸透速度の差によるものか、或いは母岩の原成分、原構造に支配されたものが、或いは全く根源、時期を異にする浸透液の作用によつて上下盤に対し異つた反応を及ぼしたのか何れかであろう。この事は前記した 鉍床母岩の主化学成分についてみてうかがえる事で、鉍脈に沿う絹雲母黄鉄鉍変質帯は別として、化学成分の一般的傾向を検討すれば、第 5, 6 図に示される如く、上盤、下盤変質帯の成分組成は必ずしも対称的な変化を示さず、下盤側の変質帯は、上盤側のそれに比較して狭い事が判る。何れにせよ母岩の変質作用を導いた反応液は、仮にその母岩の原成分が均一であつたとしても、通路を中心として外方に向い律動的、累帯的な浸透、反応を示すとは限らず、複雑な chemical control を受けて現在の変質帯を形成しているものと推察される。

4. 結 び

1) 発足鉍山は花崗閃緑岩、閃緑岩中に 胚胎する所謂浅熱水性鉍脈型鉍床で、鉍床母岩は絹雲母化作用を主とする熱水変質作用を蒙る。

2) 鉍脈に接する強変質帯に於いては Al_2O_3 , K_2O , H_2O の添加, SiO_2 , Na_2O , FeO の溶脱が行われ、それと共に多量の絹雲母を生成している。

3) 鉍脈に接する変質帯では Ag, Cu, Zn, Pb 等の微量成分が濃集し、且つ、上下盤に於ける成分の分布状態を異にする。このような変質作用の機構について若干の考察を加えるならば、まず 鉍化作用の先駆的な活動として H_2O を主成分とする金属成分を殆ど含まない不毛の反応液が、通路をなす花崗閃緑岩の主要鉍物構成元素中、イオン化して溶解しやすいアルカリ金属、アルカリ土金属等を溶かし、特に斜長石 ($\text{Ab}_{53}\text{An}_{47}$) 石英等に対しては著しい影響を与え Si, Na の溶脱, Al, K の添加が営まれ、絹雲母を主体とする potassium alteration zone を形成し、この時期に大部分の変質作用が完了したと思われる。一般にこれら絹雲母の生成条件¹⁾²⁾³⁾⁴⁾⁵⁾に就いては K の濃度が高く、且つ高温の場合を除いては中性〜アルカリ性とされ、この時の圧力が低ければ更に低温でも生成されるものと云われ、合成実験の結果を複雑な自然界に直ちに適用する事は注意を要するとしても、当鉍床の大部分の変質作用は中〜アルカリ性の条件下で、比較的低温で営まれたものと云う事が出来、これに引続いて 鉍化液の上昇をみ、Cu, Fe, Zn, Pb 等の硫化物を沈澱したものと推察される。

擲筆するに当り御指導を賜つた竹内常彦教授に衷心より感謝申し上げる。また X 線撮影、分光分析、文献に關し夫々御便宜頂いた南部松大助教授、植田良大助教授、島津光夫氏及び実験に協力された折本左千夫氏に対し感謝の意を表する。現地調査に際し御配慮を頂いた住友金属鉍山国富鉍業所安田庄所長、深堀仁、西沢徳雄の諸氏に御礼申し上げる。

本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費によつた。記して謝意を表する。

- 1) Norton, F.H.: Am. Min., **22**, 1939.
- 2) Leonard, R.T.: Econ. Geol., **22**, 1927.
- 3) Gruner, J.W.: Econ. Geol., **39**, 1944.
- 4) Ross, C.R.: Jour. Am. Ceram. Soc., **28**, 1945.
- 5) Stringham, B.: Econ. Geol., **47**, 1952.

長崎県壱岐島産ケルスート角閃石*

On kaersutite from the Iki island,
Nagasaki Prefecture

青木 謙一郎 (Ken-ichiro Aoki)**

松本 幡郎 (Hatao Matsumoto)***

Abstract: Kaersutite is often found in trachybasalts, trachyandesites, trachytes and alkali rhyolites in the Iki island. Large crystals attaining a length of 3 cm. are included in scoria from Takenotsuji and in lava flow from Numazu. The chemical compositions and optical properties of phenocrysts in Numazu and Takenotsuji and of crystals in cognate inclusions in trachyte at the foot of Kakujo-san are given in Table 2. Total iron of these kaersutites is almost same but a remarkable difference is seen in the $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Kaersutite from Takenotsuji is poor in FeO and rich in Fe_2O_3 and shows extremely high refractive indices and very strong pleochroism. These facts are considered to be due to remarkable oxidation of kaersutite in the scoria when they were erupted. So the authors intend to propose a name "oxykaersutite" which shows high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio and refractive indices and strong pleochroism.

1. ま え が き

ケルスート角閃石はチタンを多量に含む普通角閃石でつて、アルカリ岩系火山岩中へのみ産する比較的稀な鉱物である。しかしながら環日本海アルカリ岩石区からはしばしば発見され、鬱陵島¹⁾、朝鮮鷹道洞²⁾、隠岐島後³⁾及び樺太諸津⁴⁾産のものについてはその化学組成と光学的性質が記載されている。

長崎県壱岐島にはしばしばケルスート角閃石を含むアルカリ岩類が発見され、その成因については青木⁵⁾によつてすでに報告されている。こゝでは壱岐島産ケルスート角閃石の産状、光学的性質及び化学組成について記述する。

この研究を行なうにあたり、御指導を賜つた東北大学河野義礼教授に厚く御礼申し上げる。なお、この研究には文部省科学研究費の一部を使用した。

* 1959 年 地質学会総会講演

** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

*** 熊本大学理学部地学教室

1) 春本篤夫: 地球, **19**, 96~110, 1933.

2) 河野義礼: 岩鉱, **11**, 124~134, 1934.

3) Tomita, T.: Jour. Shanghai Sci. Inst., Sec., II, **1**, 99~136, 1934.

4) Yagi, K.: Bull. Geol. Soc. Am., **64**, 769~809, 1953.

5) 青木謙一郎: 火山, **3**, 1~16, 1958; Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. IV, **6**, 261~310, 1959.

2. 産状と光学的性質

ケルスート角閃石は鮮新—洪積世に活動した粗面安山岩、粗面岩、アルカリ流紋岩類の斑晶と石基及び洪積世に活動した第 1, 2 期粗面安山岩類の一部と第 3, 4 期粗面玄武岩類の斑晶鉱物として存在している¹⁾。次に化学分析を行なった結晶の産状と光学的性質について述べる。

a) 郷ノ浦町沼津産：郷ノ浦町沼津横内附近に分布している粗面安山岩中に斑晶として産し、その大きさは 0.4mm~3cm であり、短柱状自形を示す。結晶の周囲は常にオパサイト化し、巾 0.05~0.03mm の磁鉄鉱によつて完全に包まれている。結晶内部はしばしば劈開又は裂綫に沿つて変質し、細粒のアルカリ角閃石、チタン普通輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、斜長石、緑泥石、ガラス等の結晶集合物を生じている。変質生成物中、アルカリ角閃石の量が最も多い。これは 0.03~0.04mm の柱状半自形結晶であり、多色性は顕著、X=帯緑褐色、Y=帯赤褐色、Z=暗褐色、 $c \wedge Z = 37^\circ$ であり、極めて弱い複屈折を示す。島後近石のものについて富田¹⁾はこの角閃石をレーナイトと記載しているが、光学的性質から正確な鉱物名は決定し得ない。チタン普通輝石は 0.01~0.15mm の柱状半自形結晶であり、砂時計構造を示すものもある。ケルスート角閃石と上記アルカリ角閃石およびチタン普通輝石は常に c 軸方向が一致し、平行連晶の関係にある。

母岩の斑晶はケルスート角閃石、斜長石 (An_{65-61})、橄欖石 (Fa_{13-20})、チタン普通輝石 ($2V \gamma = 50^\circ$, $\beta = 1.700 \sim 1.704$)、紫蘇輝石、磷灰石およびチタン磁鉄鉱であり、石基は斜長石 (An_{61-49})、カリ・斜長石、アノーソクレーズ、橄欖石 (Fa_{25-36})、チタン普通輝石 ($2V \gamma = 50^\circ \sim 49^\circ$)、チタン磁鉄鉱、チタン鉄鉱及び磷灰石から成り、捕獲結晶として石英と斜長石を

Table 1. Chemical compositions of kaersutite bearing rocks from Iki island.

	1	2	3
SiO ₂	48.97	46.18	63.73
TiO ₂	2.40	2.50	0.78
Al ₂ O ₃	16.95	19.26	16.57
Fe ₂ O ₃	3.50	3.61	3.72
FeO	6.23	7.92	0.75
MnO	0.16	0.18	0.08
MgO	5.50	5.83	0.34
CaO	7.35	8.09	1.37
Na ₂ O	3.80	3.07	5.26
K ₂ O	2.47	1.72	4.51
P ₂ O ₅	0.75	0.60	0.19
H ₂ O +	1.18	0.79	0.93
H ₂ O -	0.68	0.29	1.51
Total	99.94	100.04	99.74

1. Hypersthene bearing titanaugite olivine kaersutite trachyandesite, Yokouchi, Numazu, Gonoura-machi. Analyst: K. Aoki.
2. kaersutite bearing olivine titanaugite trachybasalt, top of Takenotsuji, Gonoura-machi. Analyst: H. Matsumoto.
3. Soda-augite and titanbiotite bearing kaersutite trachyte, west of Kakujo-zan, Gonoura-machi. Analyst: K. Aoki.

1) 青木謙一郎：前出，1958，1959.

2) Tomita, T.：前出，1934.

Table 2. Chemical compositions and optical

	1	2	3
SiO ₂	40.36	39.15	39.68
TiO ₂	7.09	7.55	7.12
Al ₂ O ₃	13.78	13.67	12.81
Fe ₂ O ₃	3.93	7.11	4.04
FeO	7.91	5.05	8.79
MnO	0.14	0.14	0.16
MgO	11.08	11.29	11.22
CaO	10.82	11.65	11.06
Na ₂ O	2.78	3.41	3.37
K ₂ O	1.34	0.59	1.04
H ₂ O +	0.79	0.45	0.78
H ₂ O -	0.26	0.10	0.15
F	0.37	0.31	0.33
	100.65	100.37	100.55
Less O for F	0.16	0.13	0.14
Total	100.49	100.25	100.41
α min.	1.688	1.689	1.685
β range.	1.708	1.709- 1.741	1.710- 1.718
γ max.	1.720	1.772	1.736
2V _x	78°	80°-77°	74°-66°
c \wedge Z	4°	5°-0°	4°
pleochroism			
X	pale yellowish brown	pale yellowish brown to light brown	pale yellowish brown
Y	brown	brown to reddish brown	brown
Z	deep brown	deep brown to dark reddish brown-opaque	deep brown

含む。またまれに径 3cm の輝石団塊 (2V γ =51°, β =1.706~1.707) を含んでいる。Table 1 No. 1 に母岩の化学組成を示した。

b) 郷ノ浦町岳ノ辻産： 嵯峨島に於いて最後に噴出した岳の辻は主としてスコリアから成り、熔岩流は山頂にごく僅か認められるに過ぎない。ケルスート角閃石はスコリアと熔岩中に存在している。特にスコリア中には 0.5~3cm のケルスート角閃石が多量に含まれている。スコリア中のものは一般に著しい酸化作用を蒙り、非常に高い屈折率、複屈折及び多色性を示す。通常短柱状自形を呈し、結晶は磁鉄鉱のオパサイト縁によって包まれている。しかしながら沼津産のものに見られる様な変質物は殆んど生成されていない。熔岩中のケルスート角閃石は沼津のものと同じ産状と光学的性質を示すが、その量が少なく、且つ小型である。

properties of kaersutites from Iki island.

	1		2		3	
Si	5.966	8.000	5.814	8.000	5.919	8.000
Al	2.034		2.186		2.081	
Al	0.362	5.033	0.202	4.991	0.167	5.039
Ti	0.786		0.841		0.797	
Fe'''	0.436		0.791		0.451	
Fe''	0.975		0.625		1.093	
Mn	0.018		0.018		0.021	
Mg	2.456		2.514		2.510	
Ca	1.713	2.762	1.853	2.945	1.768	2.941
Na	0.795		0.980		0.974	
K	0.254		0.113		0.199	
O	23.048	24.000	23.409	24.000	23.069	24.000
OH	0.779		0.446		0.775	
F	0.173		0.145		0.156	

Analyst : H. Matsumoto.

1. Yokouchi, Numazu, Gonoura-machi.
2. Takenotsuji, Gonoura-machi.
3. West of Kakujo-san, Gonoura-machi.

母岩の斑晶は斜長石 (An_{63-63}), 瑛瑛石 (Fa_{22-26}), チタン普通輝石 ($2V\gamma=50^\circ\sim 46^\circ$, $\beta=1.708\sim 1.715$), ケルスート角閃石及びチタン磁鉄鉱であり, 石英は斜長石 (An_{65-63}), 橄欖石 (Fe_{24-28}), チタン普通輝石 ($2V\gamma=47^\circ$), チタン磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 燐灰石及び褐色ガラスである。また捕獲結晶として石英と斜長石を含む。熔岩の化学組成は Table 1 No. 2 に示した。

c) 郷ノ浦町角上山西麓 : 郷ノ浦町角上山西麓には鮮新-洪積世に活動した含ケルスート角閃石地層岩類が分布している。この熔岩中に稀に厚肉レンズ状のケルスート角閃石 (4mm), 斜長石 (4mm), チタン黒雲母 (1mm), 磁鉄鉱 (0.8mm) 及び 燐灰石 (0.6 mm) から成る等粒状組織を示す結晶集合物が存在している。ケルスート角閃石は柱状自形を示し, 結晶がマグマと接した部分はサブサイト化され, 粒状磁鉄鉱線によつて包まれている。結晶は劈開や裂隙に沿ひチタン鉄鉱が析出していることがある。稀に (100) を接合面とする双晶が認められる。累帯構造は外縁部においてやや著しく, 中心部より強い多色性を示す。このケルスート角閃石には沼津産のものに見られる様な変質物は全く認められない。母岩の斑晶はアノーソクレス ($2V\alpha=52^\circ\sim 49^\circ$), 斜長石 (An_{36-26}), ケルスート角閃石 ($\alpha=1.693$, $\beta=1.712$, $\gamma=1.724$, $2V\alpha=76^\circ$, $c\wedge Z=4^\circ$), ソーダ普通輝石 ($2V\gamma=52^\circ$), チタン黒雲母, 磁鉄鉱および 燐灰石であり, 石英鉱物はアノーソクレス ($2V\alpha=51^\circ\sim 46^\circ$), カリ・斜長石, 紫蘇輝石 (Fs_{39-49}), ソーダ普通輝石

($2V \gamma = 48^\circ$), ケルスート角閃石, チタン黒雲母, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, クリストバライト, 燐灰石及びジルコンである。その化学組成は Table 1 No. 3 に示した。

ケルスート角閃石の光学的性質は Table 2 に示した。沼津, 角上山西麓産ケルスート角閃石と岳ノ辻ケルスート角閃石の酸化の著しくない部分の屈折率, 光軸角, 消光角及び多色性は類似し, また嵯峨島他地域産のものもほぼこれらと同じ光学的性質を示す。しかしながら岳ノ辻産のものは通常噴出前後に著しい酸化作用を蒙り, 鏡下に於いて観察すると赤褐色を呈し, 結晶外縁部に於いて多色性が著しく, Z 方向は殆んど完全に光を吸収する。この部分の屈折率は今日迄報告されたケルスート角閃石のうち最も高い屈折率を示す。しかしながらこのケルスート角閃石の光軸角は他地域のものとほぼ同じ値を示し, 殆んど変化をしていない。

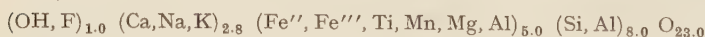
3. 化 学 組 成

分析に用いたケルスート角閃石の資料はクレールシー液とアイソダイナミック・セパレーターに依つて分離した。Table 2 にケルスート角閃石の化学組成を示した。ケルスート角閃石はいずれも TiO_2 が非常に多く約 7% も存在し, Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO 及び CaO がほぼ同量含まれている。

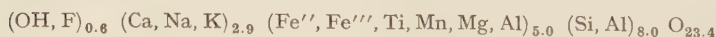
3つのケルスート角閃石を比較すると SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO 及び F はほぼ同じであるが, Na_2O と K_2O 特に K_2O は著しく異なっている。一方 total FeO はほぼ同量であるが, FeO は著しく異なり, 岳ノ辻のものは最も少なく, 及 H_2O^+ も少なく, 酸化作用の影響が著しい事を示している。

($\text{O} + \text{OH} + \text{F}$) = 24.0 とした時, 之等のケルスート角閃石の化学式は次の通りである。

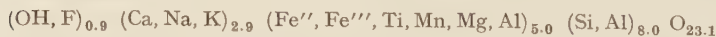
沼津産:



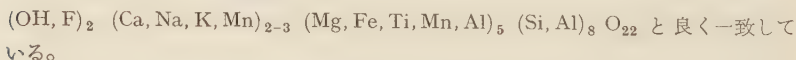
岳ノ辻産:



角上山西麓:



これらは Warren の一般式¹⁾



4. 他地域産ケルスート角閃石との比較

ケルスート角閃石は 1886 年 Lorenzen²⁾ に依つて Greenland, Kaersut 産の TiO_2 を多量に含む普通角閃石に名付けられた名前である。以来今日迄世界で 10 カ所, 17 個の化学分析が報告されている (嵯峨を含む)。それらのケルスート角閃石の化学組成の範

1) Warren, B. E.: Zeit. Kryst., **72**, 493~517, 1930.

2) Lorenzen, J.: Zeit. Kryst., **11**, 318, 1886.

冊を示すと, SiO_2 38.3~41.5%, TiO_2 5.7~10.3%, Al_2O_3 9.9~14.2%, total FeO 8.7~14.2%, MgO 10.5~14.7%, CaO 10.4~13.7%, Na_2O 1.8~3.8%, K_2O 0.6~1.7% である。従つて嵯岐島産ケルスート角閃石を他産地のものと比較すると Al_2O_3 , total FeO 及び Na_2O が多く, MgO と CaO に乏しい。また TiO_2 は 7.1~7.6% であつてほぼ中間の値を示している。

嵯岐島岳ノ辻, 鷹道洞¹⁾ 及び Linosa²⁾ のケルスート角閃石は $\text{FeO} < \text{Fe}_2\text{O}_3$ であるが, その他の産地のものは総て $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$ であり, 特に諸津産³⁾ のものは $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ が著しく大きい。このケルスート角閃石は粗粒玄武岩マグマが貫入後 in situ の晶出分化作用の晩期に岩体から絞り出されたモンゾニー岩質或いは閃長岩質マグマから晶出したものであり, 酸化作用を全く蒙っていないと考えられる。その他の産地のものは晶出当時は $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ は大であつたが噴出前後に於ける酸化作用によつて FeO の一部が Fe_2O_3 になつた為, $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ が小さくなり, 特に著しい酸化を受けた岳ノ辻と Linosa 産のものは $\text{FeO} < \text{Fe}_2\text{O}_3$ になつたと推定される。

近年普通角閃石は $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, 屈折率, 複屈折及び多色性等から緑色, 褐色及び酸化角閃石と一応区別されている。そこで筆者等はこの区別をケルスート角閃石類にも適用し, $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$ であり, 高い屈折率と複屈折を示し, 赤褐色の著しい多色性を示すものを酸化ケルスート角閃石と名付けることを提昌したい。

環日本海アルカリ岩石区に於いてはケルスート角閃石はありふれた鉱物であり, 上記の産地の他, 筆者 (K. A.) が検鏡した限り済州島別刀峰及び敦道岳熔岩中にも斑晶として認められ, また福岡市残ノ島, 下関市六連島及び関山等⁴⁾ の熔岩中の角閃石もケルスート角閃石であると推定される。

1) 河野義礼 : 前出, 1934.

2) Washington, H. S. and Wright, F. E. : Am. Jour. Sci., **26**, 187~211, 1908.

3) Yagi, K. : 前出, 1953.

4) 太田良平 : 岩鉱, **42**, 285~295, 1958.

カツティング試料に関する 2, 3 の考察*

—石油母岩の研究 (第3報)—

Mechanical and chemical studies of
cutting core samples—Studies on the resource-rocks of petroleum
(3rd report)—

加 藤 磐 雄 (Iwao Kato)**

阿 部 正 宏 (Masahiro Abe)**

Abstract: The purpose of the present work is to make a mechanical purification of the cutting samples for detailed chemical and physical investigations of them. 289 cutting samples from Ôguchi exploratory well, R8, in the Nagaoka Basin, Niigata Prefecture were classified according to mechanical analysis, and considerations were made based on histograms, cumulative curves and triangular diagrams drawn on the basis of the size fractions, 8 mesh, 8~9 mesh, 9~16 mesh, and the remainders of the respective samples. The other hand, extractable organic constituents of the 36 specimens selected from these 289 samples were determined.

1. ま え が き

最近の石油探掘井に於いて、特に深掘の場合に従来の如くコア一試料を取りながら掘鑿することは、日数・経費の上からも制限されつゝあるので、カツティング試料によつて地層・岩石等の考察を行わねばならない現況となつて来た。このカツティングによつて岩石学的に対比する場合にどの程度の有効性があるか、又カツティングの個数百分率が対比の為にどの程度の信頼性をもつかという事を吟味する意味で、基礎的な検討を試みた。試料は帝国石油株式会社より恵与された新潟県南蒲原郡中之島村大口 R-8 号井の探掘井のもので、これについて物理化学的・岩石学的な角度から考察を行つた。

先づカツティング試料の個数百分率が対比の為にどの程度の信頼性をもつかという事は一般論としては複雑な問題で、地層状態・岩相・対称物の相違・試料採取方法・分析の方法・及び掘鑿の技術その他種々の機械的人為的条件によつて支配される。この様な問題は電鉱物分析や有孔虫分析等の場合に当然おこる事で古くから Dryden¹⁾, Rubey²⁾,

* 1958 年 5 月石油技術協会第 23 回総会で講演内容の一部に加筆

** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) Dryden, A. L.: Nat. Acad. Sci., 17, 233~238, 1931; Am. Jour. Sci., 29, 393~408, 1935.

2) Rubey, W. W.: Jour. Sed. Pet., 3, 3~29, 1933.

Eisenhart¹⁾, Helson²⁾, Rittenhouse³⁾ 等によつて研究され、Dryden は “probable error” の概念を使い、Rubey は “actual size (同一粒度) と relative size (相対粒度)” を採ることを提案した。

Eisenhart は “X²” 検定法を提唱し、Helson は相関関係を求めることを主張している。重鉍物百分率の信頼度について河井興三⁴⁾ が述べている様に “何個数えたらどの位信頼できる百分率が得られるか” という問題は、重鉍物分析や微化石分析に應用されているが、カッティング試料の場合には、重鉍物・微化石分析と幾分違つて、循環泥水が掘鑿に欠くべからざるものであるので、fine size の試料の吟味は不可能である。Krumbein, Pettijohn, Twenhofel 等が Rubey, Russell⁵⁾ の提案した actual size と relative size を支持しているが、カッティングによる分析では同一粒度の検討は出来たが、相対粒度の検討は出来ない。

カッティングに関する基礎的研究として、現場における岩相の特徴なり傾向をしらべ、その結果の効用について一応の試案を出してみた。

2. 大口 R8 号 井 地 質 資 料

大口附近は古くからガス泡が田面に浮流することで知られ、明治 39 年に第 1 号井がガス層に逢着して成功を収めて以来今日迄浅部ガス層の開発が行われて来た。深部の探掘は行われなかつたため地下深部の状態は最近まで不明であつたが、新潟県第三系の地向斜堆積域に属している長岡沈降区の西長岡一帯の物理探査結果から、既開発の浅部ガス層と良く整合する構造が深部に存在することが昭和 31 年確認された。大口構造は平原油帯開発と地域含油層の全貌を究明する上で好適な居位関係にあるため、帝国石油株式会社によつて昭和 32 年 2 月 4 日開坑された。大口油田の地質については既に牛島信義⁶⁾によつてその概要が報告され(第 1 表)、カッティング試料による岩質の肉眼的区分は、地表から 600m までは礫、粗粒砂、粘土の厚い互層帯(20~30m 程度の厚さの互層)、600m から 1065m 附近までは泥岩を主とし、これに粗粒砂や凝灰質砂(厚さ 10m)を 6 枚挟有している。1065m 以下 1550m までは粗粒砂と泥岩の互層帯をなしており、砂岩帯は大体 10~20m の頁岩帯(シルト岩・泥岩)で分離されている。1550m 以下は泥岩帯で砂質凝灰岩やバントナイト質凝灰岩が多数介在しており、1626~1636m には粗粒砂が挟つており、岩質より 4 つに細分され、有孔虫による分帯及び対比が行われた(第 1 表)。

3. 分 析 結 果

機械的分析の処理結果 大口 R 8 号井の 1728m 迄のカッティング試料 289 個について

- 1) Eisenhart, C.: Jour. Sed. Pet., 5, 137~145, 1935; Am. Jour. Sci., 30, 549~553, 1935.
- 2) Helson, H.: Am. Jour. Sci., 32, 392~395, 1936.
- 3) Rittenhouse, G.: Detrital mineralogy, subsurface geologic methods, 1950.
- 4) 河井興三: 石油技協, 17, 229~235, 1952.
- 5) Russell, W.D.: Jour. Sed. Pet., 6, 125~142, 1936.
- 6) 牛島信義: 石油技協, 22, 136~138, 1957.

第 1 表*

深 度 (m)	岩 質	有孔虫による地層の分帯		相当地層
		亜 帯	帯	
207 } 600	礫・粗粒砂・粘土の 厚い互層帯 (20~30m 程度の厚 さで互層)	R. F. N. F.		
640 } 700	泥岩を主とし、これ		Eliphidium 4 Cibicides 3	灰 爪 層 (下部)
750 } 820 834 } 978 984 } 1062	に粗粒砂や凝灰質砂 (厚さ 10 米) を 6 枚 挟有している。	Cassidulina 6 Eliphidium 6 Uvigerina, sp. 1 Epistominella 1 Martinottiella 2 Uvigerina, sp. 1	Cassidulina 1 Uvigerina 1	西 山 層
1062 } 1495	粗粒砂と泥岩の 互層帯		Cyclammina 1 Uvigerina 1	椎 谷 層
1504 } 1608	泥岩帯で砂質凝灰岩 やベントナイト質凝		Unknown	
1608 }	灰岩・砂岩を挟在す る。		Sigmoilina 3	寺 泊 層

* 牛島信義氏資料 (石油技協, 22, 136~138, 1957)

て、篩によつて夫々の泥岩の量を肉眼的に区別し比較区分してみた。予備実験その他詳細な点は既に石油技術協会第 23 回総会で発表¹⁾したので省略する。以上の結果は histogram では 1~86, 91~155, 156~181, 182~191, 192~246, 247~273, 274~289 の 7 区分が認められた。累積曲線の集中するものをまとめて分けてみると、一部分の変化を除いて殆んど histogram に似ている。一部 247~273 の中で区分することの出来るものがある。次に 16 merh より大きい粒度の泥岩・シルト岩の混入量を 3 成分 (三角ダイヤグラム) で比較して、共通している集中度を検討してみた (第 1 図)。点の集中範囲を決める手段としては、全試料の累積曲線の集中度が、20% line, 20~30% line, 30% 以上の 3 区分が認められるので、これを考慮に入れて remains の量 70% line を考えて区分した (第 2 図)。集中度は、1~86, 91~155, 156~181, 192~246, 247~261, 274~289 の 6 共通圏が区分できる。181~191, 262~273 が区分出来ないのは、

1) 加藤磐雄・阿部正宏：石油技協, 23, 137, 1958; Kato, I. and Abe, M.: Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 6, 169~183, 1959.

第 1 図



C : Weight per cent of the cuttings of mudstone and siltstone coarser than 8 mesh

M : 8~16 mesh F : finer than 16 mesh + remains

1 : No. 86 (602.0m)~No. 99 (694.0m), 2 : No. 100 (701.0m)~No. 113 (796.0m),
3 : No. 114 (806.0m)~No. 124 (898.0m), 4 : No. 125 (901.0m)~No. 135 (996.0m),
5 : No. 136 (1001.0m)~No. 153 (1098.0m), 6 : No. 154 (1103.0m)~No. 173 (1197.0m),
7 : No. 174 (1206.0m)~No. 191 (1295.0m), 8 : No. 192 (1300.0m)~No. 214 (1397.0m),
9 : No. 215 (1402.0m)~No. 236 (1495.0m), 10 : No. 237 (1504.0m)~No. 256 (1597.0m),
11 : No. 257 (1603.0m)~No. 283 (1698.0m), 12 : No. 284 (1703.0m)~No. 289 (1728.0m).

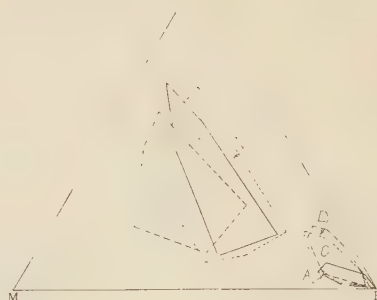
remains 70% line の両方に跨る点が現われたので一応共通圏より除外した為である。

以上 histogram, cumulative curve, triangular diagram の 3 つの綜合から大口 R-8 号井のカッティング試料の機械分析による 垂直変化をみると No. 1 (25m)~No. 86 (602m), No. 91 (640m)~No. 155 (1107m), No. 156 (1116m)~No. 181 (1238m), No. 182 (1243m)~No. 191 (1295m), No. 192 (1300m)~No. 246 (1549m), No. 247 (1554m)~No. 273 (1651m), No. 274 (1653m)~No. 289 (1728m) の 7 区分となる。No. 1~No. 86 は 泥岩・シルト岩の重量百分率は、16 mesh 以上の粒度のものが 20% 以下で殆んど全部が 礫岩・砂岩・礫質砂岩である。No. 91~No. 155 は、20% 以下のもの 2 試料、20~30% のもの 1 試料、30% 以上 57 試料で大部分が 泥岩・シルト岩で、砂岩を挟在するものである。No. 156~No. 181 は 20% 以下 14 試料、20~30% 5 試料、30% 以上 3 試料で主として砂岩で 泥岩・シルト岩を挟在する。No. 182~No. 191 は、20% 以下 3 試料、30% 以上 7 試料で 泥岩・シルト岩を主とし砂岩が挟在する。No. 192~No. 246 は、20% 以下 31 試料、20~30% 13 試料、30% 以上 4 試料で砂岩を主とし、泥岩・シルト岩を挟在する。No. 247~No. 273 は、20% 以下 3 試料、20~30% 2 試料、30% 以上 18 試料で 泥岩・シルト岩を主とし砂岩を挟在する。No. 274~No. 289 は 30% 以上 16 試料ですべて 泥岩・シルト岩である。牛島信義の岩質的区分と近似はしているが、機械分析の結果はよりよい分帯がなされているものと思われる。以上の結果から考察して、カッティング試料の篩による機械的分析を行い、泥岩・シルト

岩の量を基準として > 8 mesh, $8 \sim 9$ mesh, $9 \sim 16$ mesh, 16 mesh 以下の remains に分けて検討した場合には、泥岩混入量が 10% 以下と 20% 以上の 2 区分が、主としてカッティング試料が砂岩質であるか、泥岩・シルト岩質であるかの判定に役立つと思われる。今回の分析で特に重要な意味は主張しないが、深度が増すにつれて、8 mesh 以上の個体数が減少しており、試料の粒度が幾分小さくなっており、また粒度もややそろつた傾向は認められる。この事に関連して掘鑿の為、新しいビットを取替えたときの粒度に及ぼす変化はこの分析ではわからないが一応注意しておく必要があると思われる。少なくとも標準篩で同一粒度 (actual size) のもので比較したが、この同 粒度によつて検討することは、循環水による運搬中の浸蝕と、母岩に於ける不規則な岩石粒子の粒径分布がカッティング試料の粒径分布に及ぼす影響を減ずる為には有利な結果をもたらしているものと云える。

鉱物成分の垂直的分布 カッティング試料の機械的分析と相俟つて 16 mesh より大きい粒径の鉱物成分についても簡単な方法ではあるが鉱物の分帯を試みた。特に目にふれた鉱物は石英・長石・角閃石・黒雲母・黄鉄鉱・磁鉄鉱等で、この外微量ではあるが、輝石・緑泥石・白雲母・藍鉄鉱 (vivianite) 等である。これらはいづれも通常行われている重鉱物の粒径に比べれば大きいので、この鉱物で分帯することは必ずしもよい方法とは言えない。然しながら、機械的分析と併行して行つた結果では、16 mesh より大きいカッティング試料で特に顕著なものについてのある程度の傾向を認め得るので、これについてのべることにする。今回のカッティング試料では黄鉄鉱・角閃石・黒雲母・藍鉄鉱がその傾向を示している。此等の鉱物成分と、鉱物・岩石片の量の増減^{1) 8)}を加味して岩

第 2 図



C : Weight per cent of the cuttings of mudstone and siltstone coarser than 8 mesh

M : 8~16 mesh F : finer than 16 mesh + remains

1 : No. 1 (25.0m) ~ No. 86 (602.0m), 2 : No. 91 (640.0m) ~ No. 155 (1107.0m), 3 : No. 156 (1116.0m) ~ No. 181 (1238.0m), 4 : No. 192 (1300.0m) ~ No. 246 (1549.0m), 5 : No. 247 (1554.0m) ~ No. 261 (1624.0m), 6 : No. 274 (1653.0m) ~ No. 289 (1728.0m).

1) 河井興三 : 石油技協, **16**, 5, 1951; 地質, **57**, 288, 1951; 地質, **59**, 322, 1953.

2) 渡部景隆 : 地質, **54**, 153~155, 1949.

3) Boswell, P. G. H. : On the mineralogy of sedimentary rocks, London, 1933.

4) Passega, R. : Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **37**, 331~339, 1953.

5) Pettijohn, E. C. : Recent marine sediments, New York, 1939.

6) Rubey, W. W. : Jour. Sed. Pet., **3**, 3~29, 1933.

7) Russell, W. D. : Jour Sed. Pet., **6**, 125~142, 1936.

8) Twenhofel, W. H. : Method of sedimentation, New York, 1940; Jour. Sed. Pet., **12**, 99, 1942.

第 2 表

機 械 的 区 分 (分帯)			鉱物・岩質による区分
Histogram 区分	16 mesh 以上の 泥岩含有量 %	砂 岩 泥 岩 比	
No. 1 (25.0 m)			石英・黒雲母・亜炭 No. 9 (55.0 m)
(64 試料)	20% 以下 (64 ケ)	Sd/Md = 100/0	No. 10 (60.0 m) 石英・藍鉄鉱 No. 21 (135.0 m) 石英・黒雲母 No. 40 (295.0 m)
No. 86 (102.0 m)			No. 41 (303.0 m) 石英・<黒雲母>・亜炭
			石英・亜炭 No. 86 (102.0 m)
No. 91 (640.0 m)	20%以下(2ケ)	7/93	No. 91 (640.0 m) 緑色凝灰岩・凝灰岩 No. 113 (796.0 m)
(60 試料)	20~30%(1ケ)		No. 114 (806.0 m) 白色凝灰岩・凝灰岩
No. 155 (1107.0 m)	30%以上(57ケ)		No. 147 (1062.0 m)
No. 156 (1116.0 m)	20%以下(14ケ)	95/5	No. 149 (1073.0 m) 石英・<黄鉄鉱>
(22 試料)	20~30%(5ケ)		石英・黄鉄鉱
No. 181 (1238.0 m)	30%以上(3ケ)		
No. 182 (1243.0 m)	20%以下(3ケ)	40/60	<石英>・白色凝灰岩・ 砂岩
(10 試料)	30%以上(7ケ)		No. 191 (1295.0 m)
No. 191 (1295.0 m)			
No. 192 (1300.0 m)	20%以下(31ケ)	98/2	No. 192 (1300.0 m)
(48 試料)	20~30%(15ケ)		石英・黄鉄鉱
No. 246 (1549.0 m)	30%以上(4ケ)		
No. 247 (1554.0 m)	20~30%(1ケ)	7/93	
	30%以上(13ケ)		
(23 試料)	No. 261 No. 262		
	20%以下(3ケ)	45/55	
No. 273 (1651.0 m)	20~30%(1ケ)		No. 273 (1651.0 m)
	30%以上(5ケ)		
No. 274 (1653.0 m)	30%以上	0/100	No. 274 (1653.0 m)
(16 試料)	(16 ケ)		

質による区分を行つた。その結果は有孔虫による区分、機械的分析による区分と大体似ているが、更に細分単位が認められる。第 2 表に示した様に 鉱物・岩質区分は 55m 迄、60~298m, 303~602m, 640~796m, 806~1062m, 1073~1295m, 1300~1651m, 1653m 以下の 8 区分となる。この中で黄鉄鉱は 1073m 以下に認められ、1062m 以上では認められなかつた。これは相当地層に対比して考えると夫々椎谷層以下及び西山層以上に相当する。黒雲母は特に 298m 以上に顕著で下部に減少する傾向があり、400m 近く迄認められるがそれ以下では認められない。角閃石は個体数が少ないのでその傾向を云々することはさしひかえたいが、1000m から 1400m 位の間を除いてその上部も下部も認められない。特別なものであるが藍鉄鉱が 135m 迄の亜炭と共存している。135m 以下にも亜炭が認められるが藍鉄鉱の存在は見出されてない。藍鉄鉱の賦存環境を考えると亜炭との共存は一応考えられることであろう。以上の 4 鉱物は特にその傾向が顕著なものであり、この外石英の量的区分、凝灰岩、砂岩、岩石片をも考慮して区分を行なつた。機械分析による区分と岩質による区分はそれほど大きな変化は予想されないとしても、やはり以上の様な少なくとも出来る限りの角度から分帯して比較検討する必要性を強調しておきたい。

第 3 表 有機物抽出量 (原岩試料 30gr に対する重量 %)

Sample No.	深度 (m)	有機抽出量 %	Sample No.	深度 (m)	有機抽出量 %	Sample No.	深度 (m)	有機抽出量 %
1	686	0.04	13	1243	0.05	25	1617	0.08
2	725	0.03	14	1248	0.06	26	1637	0.06
3	767	0.04	15	1254	0.06	27	1644	0.07
4	806	0.03	16	1259	0.06	28	1653	0.14
5	843	0.09	17	1282	0.06	29	1663	0.11
6	880	0.05	18	1288	0.07	30	1673	0.08
7	925	0.07	19	1295	0.05	31	1683	0.13
8	969	0.06	20	1554	0.10	32	1693	0.12
9	1100	0.05	21	1564	0.07	33	1703	0.17
10	1048	0.04	22	1574	0.08	34	1713	0.10
11	1089	0.05	23	1597	0.09	35	1723	0.11
12	1107	0.05	24	1608	0.08	36	1728	0.10

泥岩有機抽出量の垂直的变化 カutting試料の 16 mesh 以上の泥岩について抽出性有機物含有量の変化をしらべてみた。試料としては 600m 迄は殆んど砂岩よりなるので、600m 以下 1728m 迄の試料から 36 試料について行なつた。粉碎した試料 30g (80 mesh 篩通過) を円筒濾紙にとり、ソックスレーの有機抽出装置を使用して 8 時間、ベンゼン・アセトン・アルコール (70:15:15) の混合溶媒を用いて加熱抽出し秤量した (第 3 表)。牛島信義¹⁾による理研メタンガス検知器による溶存ガス (メタン) 示度 %

1) 牛島信義：前出，1957.

の相対的比較に於いて 1251m~1530m 迄は 10% 以下であるが、1530m 以下では殆んど大部分 (1595m 以外) は 10% をこえて下位に増加している傾向が認められ、1251~1530m までに於いても 1388m を境にして下位が増加していることが伺われる。即ち椎谷層下部から寺泊層にかけて示度百分率が相対的に増加している。有機抽出量よりみた垂直的变化を考察してみると、No. 1 (686m) から No. 4 (806m) 迄は 0.05% 以下であり、No. 5 (843m)~No. 19 (1295m) までは殆んど大部分が 0.05~0.07% の範囲に (No. 10 が 0.05% 以下) ある。1300m から 1549m までは殆んど大部分が砂岩で、泥岩・シルト岩の良い試料が得られないので、1554m 以下について比較してみると、No. 26 (1637m) の試料以外すべて 0.07% 以上の有機量を示している。全体的に R-8 号井カッティング試料の泥岩の有機抽出量は、灰爪層下部及び西山層上部は平均して 0.03~0.04%、西山層中・下部、椎谷層上部は 0.05~0.07% の範囲であり、椎谷層下部は砂岩を主とするので、試料不充分で結果が出ていないが、椎谷層下部から寺泊層にかけて 0.07% 以上の相当高い有機抽出量を示している。1300m から 1549m までの試料が欠如するので詳しく考察することはさけたいが、溶存ガス示度百分率と同様に椎谷層下部・寺泊層にかけて有機抽出量は大となつていていることは考えられる。

4. あとがき

コア試料採取の制約されている今日、これに代りカッティング試料によつて出来るだけの油井資料を求めることについては、牛島信義氏の要望もあつたので、筆者等はこのカッティング試料を使用する場合の信頼度を検討する意味で、以上の如く基礎的分析を試みた。

今回行なつた機械分析・鉍物分析は、その分析結果の数量的吟味に於いては、かなりはん雑の感があるが、対象となるべき試料の粒度の選択上の有効範囲を吟味できたので、操作自体が簡単な点でも一応の結果と効用とを得たものと云える。然しながら一般にコア・カッティング試料に關しての物理化学的研究は殆んどなされておらず研究初期の段階であり、筆者等も亦この種の堆積岩岩石学の体系を作ることと同時に、石油地質学並びに石油工学の基礎資料の一部に資したい目途で、油井コア並びにカッティング試料の取扱い方を検討し更に堆積盆地に於ける油母岩相並びにこれに關連する石油鉍床形成の場の問題の究明にとりこんでゆきたい。

本研究に當つて貴重なカッティング試料を恵与された帝国石油株式会社の各位並びに種々有益な御教示と便宜を賜つた牛島信義氏に深謝の意を表する。

研究費の一部は文部省科学研究費によつたことを明らかにし謝意を表する。

島根県三瓶火山産 pisolite について

Some notes on pisolites from Sanbe Volcano,
Shimane Prefecture

三 浦 清 (Kiyoshi Miura)*

Abstract: Pisolites, the products of volcanic activities of Sanbe Volcano, are collected from small exposure near Kasubuchi town, Shimane Prefecture. They are composed chiefly of the fragments of quartz, biotite, feldspar, glassy materials and a few hornblende. Quartz and feldspar occur as in angular granular form, but biotite as in prismatic one. They are found usually as in well-spherulitic form ranging from 1 to 10 mm (the maximum attains 13 mm) in diameter, but the diameter of 2.5 to 6.5 mm is the most predominant, and the form appears as in more or less oblate spheroidal form. Under the microscope, concentric texture is easy to be found in the specimens, in decreasing the size of grains from the core to the margin; i.e. the core composed of coarse-grained fragments is surrounded densely by the margin layer that composed of fine powdered materials.

Genetically, it is assumed that the pisolites have been formed by coagulation of volcanic ashes around a nucleus or centre of raindrop when it was falling in the air, and the concentric texture due to the change of grain size of ashes is attributed to the change of water content in a growing pisolite.

1. ま え が き

三瓶火山は、島根県大田市及び飯石郡領原町にまたがる鐘状型の火山であつて、鐘状の男三瓶、女三瓶、子三瓶、孫三瓶、日影山等が、環状に排列し、その中央部は、“室の内”と称する低地となつている。

三瓶火山の噴出物を、その噴出順序に従つて分類すると次のとおりである。

- (1) 凝灰岩，凝灰角礫岩
- (2) 旧期熔岩（含紫蘇輝石角閃石黒雲母石英安山岩）
- (3) 凝灰岩，凝灰角礫岩
- (4) 新期熔岩（含紫蘇輝石角閃石黒雲母石英安山岩）
- (5) 凝灰岩，凝灰角礫岩，浮石層

こゝでのべるピソライトは、上の (5) の時期に相当するもので、三瓶火山南西の粕淵附近で採集したものである。本報告では、その二・三の性状についてのべる。

* 島根県工業試験場

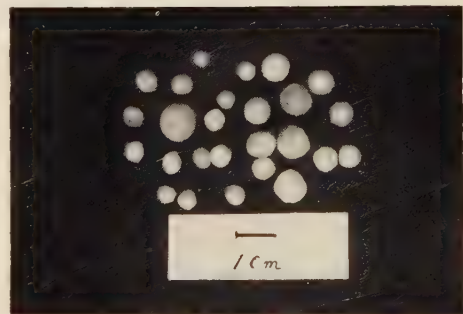
2. Pisolite の 産 状

三瓶火山に関係したピソライトは、昌智町粕淵昌智高校附近で見出されるのみで、他に見出された例はない。この附近の地質は、一般に花崗岩類からなる基盤岩体の上に、三瓶火山の噴出物がおくついているのみであるが、時として、谷にそつては、三瓶火山の噴出物より古い段丘堆積物が見られる。採集地点の地質は、下から、黒雲母花崗岩、花崗岩質砂礫層、下部火山灰層、浮石層、含ピソライト火山灰層、上部火山灰層の順となつている。これらのうち、黒雲母花崗岩と花崗岩質砂礫層との間、及び花崗岩質砂礫層と下部火山灰層との間、下部火山灰層と浮石層の間には、それぞれ、不整合的な関係が認められる。この地点における含ピソライト火山灰層の露頭は、延長約 13m、厚さ約 1.5m の殆んど水平に近い地層で、淡黄白色の微細な火山灰からなる。その中に、断面 100 cm^2 当り、平均 65 個のピソライト粒子が包含されている。その数は、多少下部の方が多い傾向にある。ピソライト粒子は、淡黄白色の粒子で、指頭により、かなり押しにくい限り破壊しない程度に凝結している。ピソライトを構成する火山灰と、マトリックスを構成する火山灰は、同一のものと考えられる。

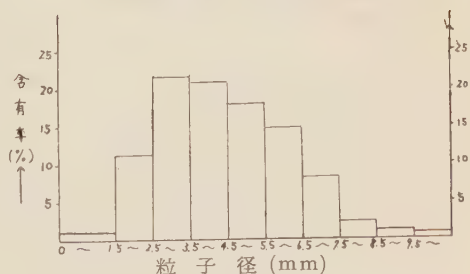
3. Pisolite 粒子の形 状及び大きさ

第 1 図に示す如く、こゝに産するピソライトは、やゝ扁平な球形を呈する。その形を Zigg¹⁾ の方法によつて示すと、次のような結果となる。即ち、a, b, c をピソライト粒子の長さ、幅、厚さとする、試料約 100 個について求めた b/a , c/b の平均値は、それぞれ、0.961, 0.845 となつて、それが若干扁平状となつた球体である事がわかる。個々のものについて求めた上記の値も、この数値から、あまり隔りをもたない。測定に当つては、マイクロメーターを使用して、出来る限り、正確を期したが、粒径が小さくなると、技術的に困難であつたので、上記の値は、大体径 4 mm 以上のものについて求

第 1 図 pisolite 粒子の外観



第 2 図 pisolite 粒子の粒度



1) Pettijohn, F. J. : Sedimentary rocks, 54~57, 1957.

めたものである。しかし、外観的に、径の大小と形との間には、あまり関係があるようには見えない。火山灰層中のピソライト粒子は、その偏平な側を、地層面と平行的関係にしている傾向がある。

ピソライト粒子の大きさは野外で綿密にしらべた。その結果を第1表及び第2表に示す。粒径は、前記のa 即ち最も長い径で表わされている。この結果によると、粒径 2.5 mm 以上 6.5mm までのものが全体の 75% 以上も占めており、2.5mm 以下のもの及び 6.5mm 以上のものは、急激に、その数を減じている。この露頭にみられるピソライト粒子の最小のものは、1.3 mm である。

4. Pisolite の鉱物組成及び顕微鏡的組織

ピソライトの鉱物組成は、石英、長石、黒雲母、玻璃質物質、の微細な集合体で、角閃石も、稀れには含まれる。

石英、長石は、角ばつた不規則な形状をなし、黒雲母は、小柱状の特徴ある微細片となっている場合が多い。玻璃質物質は、不規則細片として含まれている。第3図は、ピソライトの顕微鏡的組織の一例を示す。この図でも示されているように、ピソライトの内部構造は、外形と平行的に、同心円状に発達している。即ち、中心部においては、一般に大きい粒子がみられ、外部にゆくにつれて、小さい粒子で特徴づけられる帯からなっているが、なお、外部の帯は、内部よりも、より密な集合体となつている傾向が認められる。その中にあつて、黒雲母の細片は、長軸を同心円的に排列せしめているのが注意される。このように、各ピソライト粒子は、同心円的に発達する数帯の構造をもっているが、その数は、必ずしも一定しない。

第1表 pisolite の粒度

粒 径 (mm)	含有率 (%)
1.5>	1.08
1.5~ 2.5	11.20
2.5~ 3.5	21.65
3.5~ 4.5	20.90
4.5~ 5.5	17.91
5.5~ 6.5	14.92
6.5~ 7.5	8.21
7.5~ 8.5	2.25
8.5~ 9.5	1.05
9.5<	0.83

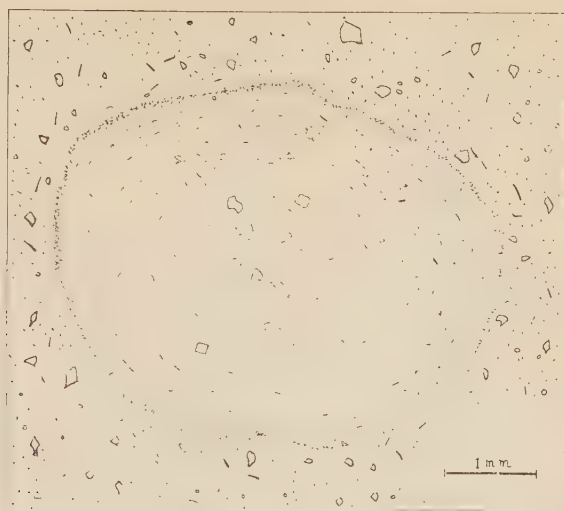
第2表
pisolite を構成する火山灰の粒度

粒 径 (μ)	累加含有率 (%)
0.73>	9.42
0.73~ 0.96	12.13
0.96~ 1.20	19.20
1.20~ 1.70	22.25
1.70~ 3.50	34.29
3.50~ 5.10	45.11
5.10~ 6.30	50.26
6.30~ 9.00	63.61
9.00~12.8	72.69
12.80~16.00	78.18
16.00~18.80	87.00
18.80~23.20	88.13
23.20~33.30	96.42
33.30>	100.00

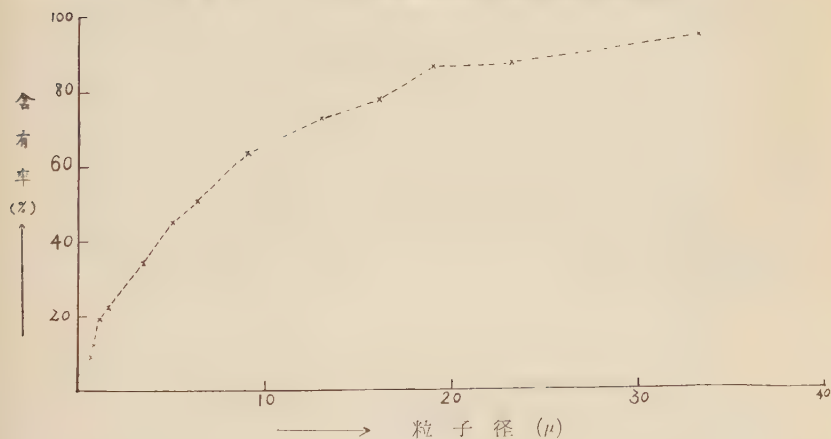
5. Pisolite を構成する火山灰の粒度

ピソライトを構成する火山灰は、マトリックスの部分の火山灰に比し、遙かにその粒度

第 3 図 pisolite の 組 織



第 4 図 pisolite を構成する火山灰の粒子加積曲線



が小さいのが、顕微鏡下で認められる。ピソライトを構成する火山灰の粒度を、焦性磷酸ソーダを解膠剤として、アンドレアンゼン・ピベットによつて測定した。その結果を第2表及び第4図に示す。これから明らかな如く、10 ミクロンまでの粒子が、全体の65%も占めており、且つ、23 ミクロンまでの粒子で、全体の90% 近くまで達している。この加積曲線から求めた均等係数 (uniformity coefficient) は、10.3 となり、均一な粒

子とは云えないが、極端に不揃であるとも云えない

6. 化学的性質

ピソライトを常法に従って分析し、その結果を第3表に示す。この値は、三瓶火山熔岩に似た傾向をもつが、多少異なっているのも、寧ろその成因から、うなづかれる。

7. 結 語

以上、三瓶火山産ピソライトの二三の性状について、述べて来たが、前記1、において述べた三瓶火山最末期の活動は、大爆発を伴った事が、このピソライトの生成からも暗示され、また逆に野外調査の結果も、それを裏付けている。その結

果、極めて密に空中に噴出された微細な火山灰中を雨滴が通過する際に、それを核又は中心として成長し、地面に落下した時に若干偏平になったものであろう。この場合、地表を転つて大きく成長した形跡は認められない。

前述したように、火山灰層中のピソライトの数からしても、火山灰が如何に密に空中に散布していたかが伺えるし、と同時に、このような状態では、雨滴が、地表に落下するまでに、充分ピソライトが形成されるものと思われる。又その同心円の構造は、雨滴が最初は、大きい火山灰粒子までも取入れるであろうが、水分が、段々火山灰粒子に吸収されてゆくにつれて、もはや、小さい粒子しか、取入れ難くなつた結果形成されたものであろう。又それは、周辺部が、多少、密になつている理由の説明ともなると思われる。

終りに臨み、種々御教示賜つた、立正大学山口鑑次先生、島根大学西山省三先生に、厚く御礼申し上げる

第3表 pisolite の化学分析値

成 分	含 有 率 (%)
SiO ₂	66.99
TiO ₂	0.33
Al ₂ O ₃	15.83
Fe ₂ O ₃	1.37
FeO	0.45
MnO	0.27
MgO	0.41
CaO	0.72
Na ₂ O	1.89
K ₂ O	2.34
H ₂ O(+)	6.25
H ₂ O(-)	2.91
Total	99.76

中国西部における広島花崗岩中の岩脈類

Dike rocks in the Cretaceous Hiroshima
granite in Western Chūgoku

村 上 允 英 (Nobuhide Murakami)*

Abstract: Several types of dike rock can be found in the Hiroshima granite as follows: dolerite, pyroxene-porphyrity and hornblende-porphyrity, lamprophyre, hornblende-quartz-porphyrity, hornblende-biotite-granite-porphyrity, biotite-granite-porphyrity, fluidal micro-aplitic rock, coarse-grained quartz-porphyrity, granophyre, felsite and felsitic quartz-porphyrity, plagiophyre, and pitchstone.

In the broadly-distributed normal Hiroshima granite these dike rocks have sharp contacts. In the Yashiro granite which is a coarse-grained biotite-granite bearing porphyritic potash-feldspars, the dikes of spessartite and granite-porphyrity are often invaded by aplite and quartz veins, and slightly granitized.

The genetical history of the Yashiro granite is divided into the stage of magmatic intrusion of main body and later metasomatic replacement. The above-mentioned dikes must have intruded in the later metasomatic stage. The origin of these dikes are quite unknown, but their original magma would be unrelated with the granite magma.

1. は じ め に

筆者は数年前より山口県から広島県中部にいたる可成り広い地域の白堊紀広島花崗岩体を調査している。この花崗岩中には種々の岩脈類が見られるが、その中には今迄記載のなかつた様な岩型も発見された。又その産状にも可成り興味あるものが見出されている。この論文ではそれらの岩脈類の性状と周囲の花崗岩体との関係とを取り括めて述べる事とする。なお、アプライト・ペグマタイト・閃長岩等については説明を省略する。

2. 岩 型 及 び そ の 記 載

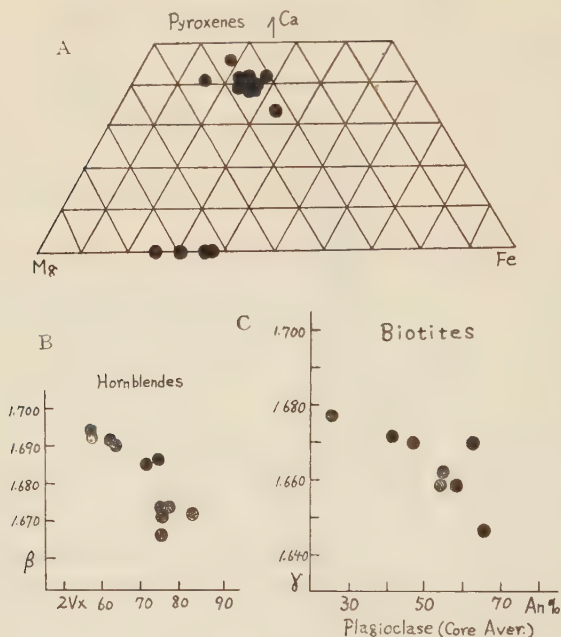
次の通りドレライトより珪長岩にいたる多くの岩型が知られている。

a) ドレライト 山陰域に多く特に島根県南部〜広島県北部によく見られるが、山陽域では比較的少ない。所謂ドレライト組織で一般に斑状である。普通輝石・斜長石が主成分で時に角閃石を伴う。輝石は岩石により成分差があり、斑晶で $2V_z = 50 \sim 59^\circ$, $B = 1.696 \sim 1.698$, 石基で $2V_z = 49 \sim 56^\circ$ である。又斜長石は $An 37 \sim 76$ の成分である。一般に変質が著しく、有色鉱物はバスタイト・緑泥石・方解石化している事が多い。

b) 輝石珪岩〜角閃石珪岩 山陰域に少なく山陽域に多い。斑状構造で斑晶は普通輝

* 山口大学文理学部地学教室

第 1 図 岩脈中の主要構成鉱物の光学性質



石・紫蘇輝石・角閃石・斜長石より成る。石基は微細な斜長石と少量の有色鉱物の集合より成り、又石英を含みや珪長質となることもある。普通輝石は成分範囲広く、 $2Vx = 42 \sim 52^\circ$ 、 $\beta = 1.697 \sim 1.706$ 、紫蘇輝石は一般に少なく、 $\gamma = 1.706$ である。又角閃石は少なく次の2例が知られている。Nt 551 : $2Vx = 75^\circ$ 、 $\beta = 1.666$ 、X=淡黄、Y=黄緑、Z=緑、Hm 251 : $2Vx = 61 \sim 63^\circ$ 、 $\beta = 1.690 \sim 1.692$ 、X=淡黄、Y=黄緑、Z=濃褐緑、有色鉱物は共にバスタイト・陽起石・緑泥石化が著しい。斜長石は成分差が大で An 30~85 である。

c) 輝斑岩 山陰域・山陽域共に各地に分布している。中〜細粒完品質でや、斑状の事が多い。鉱物組成よりみると殆んどスペッサルトタイトに属している。斑晶は普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・斜長石よりなり、石基は略々等粒状の斜長石に有色鉱物を伴う。普通輝石は斑晶で $2Vx = 49 \sim 53^\circ$ 、 $\beta = 1.692 \sim 1.700$ 、石基にあるものは $2Vx = 49 \sim 50^\circ$ である。紫蘇輝石は少なく、 $\gamma = 1.708$ 。角閃石は輝石を交代したと思われるものが多い。緑色で $2Vx = 73 \sim 78^\circ$ 、 $\beta = 1.659 \sim 1.680$ 、時に内核に無色カミングトナイト質のもの ($2Vx = 75^\circ$ 、 $\beta = 1.673$) があり、更に屈折率の低い陽起石化をうける事もある。有色鉱物はこの外バスタイト化・緑泥石化し原鉱物を全く留めぬ事も多い。斜長石は成分差広く、An30~84 である。

d) 角閃石石英斑岩 山陽域の然も比較的南部によく分布するが時に山陰域にも見ら

れる。b に比べ粗粒のものが多く、石基は珪長質で、褐色～褐緑色角閃石 ($2Vx=71\sim73^\circ$, $\beta=1.684\sim1.686$)・緑泥石化黒雲母・斜長石 (An 14~44) の斑晶を有し、時に石英の斑晶を含む事もある。然し変質著しく、有色鉱物の緑泥石化・斜長石の絹雲母化は普遍的で、中には斜長石が完全に鮮明な曹長石になり、閃長岩質性状を呈するものもある。

e) 角閃石黒雲母花崗斑岩 山口県嘉川・小鱈・高水の 3 地域にのみ分布している。含有鉱物は角閃石・黒雲母・斜長石・カリ長石・石英で、熱水変質を余りうけていない。その容量比は嘉川域の一標本で、角閃石 1.2, 黒雲母 11.0, 斜長石 57.2, カリ長石 7.2, 石英 23.1, 其他 0.3 であった。一般に角閃石は褐～緑褐色多色性を有し褐緑～緑色角閃石に交代されている。前者は $2Vx=75\sim84^\circ$, $\beta=1.671\sim1.674$, 後者は $2Vx=56\sim58^\circ$, $\beta=1.681\sim1.694$ である。黒雲母は黄褐色で $\gamma=1.658\sim1.663$, 斜長石は斑晶で An 20~58, 石基で An 20~37, カリ長石は斑晶石基共に $2Vx=50\sim52^\circ$, $\gamma=1.526\sim1.527$ である。岩体の周縁部は細粒で石英斑岩に漸移することもある。

f) 流状微アブライト質岩 山口県佐波域で見出された岩脈で、肉眼では寧ろ文象斑岩に似ている。完晶質細粒の石英・カリ長石・柎子木状斜長石・黒雲母よりなる石基中に、時にや・大きい半自形～他形の石英・カリ長石・斜長石の斑状結晶が点在している。その量比は黒雲母 4.6, 斜長石 38.2, カリ長石 24.3, 石英 32.6, 其の他 0.2 である。アブライトに似ているが更に細粒で、岩石中の粒度の変化も大きく、然も著しい流状構造を呈し、含有鉱物は全て流理面に沿い細長く列んでいる。又アブライトに比べ著しく脆い。黒雲母は全く緑泥石化し $\gamma=1.636$, 斜長石は鮮明で斑状部で An =16~23, 石基部で An 16~19。カリ長石も鮮明で $2Vx=49.5^\circ$, $\gamma=1.525$ である。周囲の花崗岩中のアブライトと異なり寧ろ文象斑岩等に関係あるものと考えられる。

g) 黒雲母花崗斑岩¹⁾ 正規の花崗斑岩というより石英斑岩に近い性状のものである。石基は多く文象質、時に細粒状で斑晶石基共に黒雲母 (殆んど緑泥石化, $\gamma=1.646\sim1.658$), 斜長石 (An 5~33), カリ長石 ($2Vx=52\sim59^\circ$, $\gamma=1.526$) よりなる。熱水変質をよくうけている。山陽南部に多い。

h) 粗粒石英斑岩 珪長質石基中に極めて粗粒の斜長石 (An 3~42), 正長石 ($2Vx=55\sim56$, $65\sim67^\circ$) 石英の斑晶を有するもので、特に正長石は淡紅色で径 3 cm に及ぶ事がある。周縁部は珪長岩に漸移する事もある。山陽域に屢々見られる。

i) 文象斑岩・文象質石英斑岩及び斜長斑岩 何れも石基が文象質な石英斑岩質岩石で全地域にわたり多く見られる。前者は斜長石・カリ長石・石英の斑晶を有するが、後者は斜長石および少量のカリ長石或いは斜長石のみの斑晶を含む。斜長石は常に酸性で An 5~25, カリ長石は $2Vx=60\sim64^\circ$, 黒雲母は殆んど常に緑泥石化している。周縁部は屢々珪長石に漸移する。

j) 珪長岩・珪長質石英斑岩及び斜長斑岩 i に似ているが石基が珪長質である。斑晶は少なく、然も少量の斜長石・石英のみで、カリ長石は極めて少ない。時に石英斑晶を欠き斜長斑岩となる事もある。熱水変質著しく黒雲母は常に緑泥石化し、長石類は絹雲母化している。山口県大山の 1 標本 (Kb 183) では斜長石 An 12~34, カリ長石 $2Vx=$

1) 広島花崗岩の周縁相、或いはその浅部相を示す花崗斑岩とは全く別のものである。

56°であつた。h, i の周縁部をなす事もある。特に周縁部は流状構造をなす事が多い。全域に普遍的である。

k) 松脂岩 山口県大山地に見出された巾約 1m の岩脈である。流状構造を呈し鏡下ではガラス中に石英及び長石質微晶が散在している。ガラスの屈折率は $n=1.491 (\pm 0.001)$ では、74% SiO_2 と推定される。岩脈の周縁部は後期の熱水液により完全に交代され、白色の陶土化し、更にその外側は珪化をうけている。

3. 岩脈類の性状の綜括

- 1) 常に急冷周縁相を有し完全な岩漿貫入体である。
- 2) 一般に巾 0.1~20m 程の脈状小岩体であるが、閃雲花崗斑岩には $1.5 \times 4.0\text{km}$ 程の大きい岩株状岩体もある。
- 3) 花崗岩体の中央部に少なく、周縁部に多く分布する。
- 4) 酸性から塩基性にわたる種々の岩型よりなり、又結晶度もガラス質から完晶質に至る種々のものがある。
- 5) 岩脈相互の關係については接する所がないため不明のことが多い。現在知られているのはドレライトを貫く庄長岩、斑斑岩を貫く珪長岩・松脂岩の關係のみである。然し阿武隈¹⁾における類似岩脈間では酸性岩が塩基性岩に貫かれることもあり、規則性はないといわれている。
- 6) 地域により岩型に差のあるものがある。即ちドレライトは北部に多く、閃雲花崗斑岩・玢岩等は南部山陽域に多い。
- 7) 岩脈類の走向傾斜は花崗岩中の節理或いはアブライト、ペグマタイトの走向、傾斜と一致する事が多く、岩漿末期に生じた割目に沿い貫入したと見られる。然し時には全く別箇の節理系に沿っている事がある。
- 8) 松脂岩やドレライトに見られる通り明らかに高温生成で、附近のアブライト、ペグマタイトと対称的である。又花崗斑岩も褐色角閃石・高温石英等を含み、可成り高温の時期を経て固結したと考えられる。

4. 岩脈の貫入に関する問題

A 周屈花崗岩体との關係

以上の岩脈類は多くの場合周屈の花崗岩を明瞭に貫き、後者の破片を捕獲している事もある。然しそれは広く分布する通常の広島花崗岩中の産状である。この花崗岩は中へ粗粒・等粒状で黒雲母・斜長石・カリ長石・石英を主成分として、白雲母は含まれない。その容量比は 21 個平均で黒雲母 3.6, 斜長石 33.0, カリ長石 30.9, 石英 32.2, その他 0.2 である。黒雲母は $\gamma=1.661 \sim 1.671$, 斜長石は $\text{An } 17 \sim 42$, カリ長石は $2\text{Vx}=53 \sim 64^\circ$ で常に正長石系のものである。

さて所謂広島花崗岩にはこの外に分布は遙かに限られているが、もつと後期の貫入と考えられる岩体がある。八代花崗岩はその最も良い例で山口県東南部に分布する NS 4 km, EW 24 km の小岩体である。この岩体中にはスペッサルタイト・閃雲花崗斑岩・

1) 大野 勝次・砥川 隆二・渡辺 岩井・柴田 秀賢 : 東教育大地鉱研究報告, 2, 79, 1953.

珪長岩等の岩脈が多く分布している。これらの岩脈は明瞭に周囲の花崗岩を貫いているが、塩基性岩脈には次の様な特殊な関係の見られる事がある。

1) 細いアプライト¹⁾・石英脈が岩脈を貫く(第4図1)。

2) 上述の関係がなくても岩体の周縁部の鉱物が粒状化して変質が行われている。

この場合周縁部では斜長石は酸性となつて、石英・カリ長石を新しく生じている。一方有色鉱物は角閃石・黒雲母化すると共に、その成分も著しく Fe_2O_3 に富むものとなっている。

B) 八代花崗岩の性質

八代花崗岩は径 3~5 cm の斑状カリ長石を含み、その外黒雲母 ($\gamma=1.659\sim1.661$, $X=\text{淡黄}$, $Y=Z=\text{赤褐}\sim\text{褐}$, 斜長石 (An 6~38), 石英を主成分として、時に白雲母・柎榴石を含む。岩体中には中粒の白雲母花崗岩・両雲母花崗岩を伴う事もある。八代花崗岩の成分鉱物容量比は 4 個平均で 黒雲母 4.8, 斜長石 36.8, カリ長石 24.2, 石英 33.4, その他 0.7 である。岩石中のカリ長石には次の様な性質が見られる。

1) 斑状のものと、間隙充填をなし或いは斑状晶中に粒状晶として含まれるものがある。前者は他の鉱物を交代し、黒雲母・斜長石・カリ長石・石英等の粒状晶を多く包含する。一方後者はその光学性質において前者と大差のないこともあるが、屢に光軸角が、パーサイト構造の様式等を豊かにしている。又包有鉱物中の割目が斑状カリ長石に連続しないことも多い。従つて両者は生成時期・生成条件等を異にすると考えられる(第4図8)。

2) カリ長石は岩体中央部から西部にかけての地域では正長石質 ($2V_x=51\sim68^\circ$) で、他地域では微斜長石質 ($2V_x=71\sim86^\circ$) である。中間域では両者が共存し、1結晶内で正長石中にパッチ状に微斜長石が生じている事がある。これは Laves²⁾, Marmo³⁾ の述べている様に正長石として晶出した結晶が微斜長石に転移した事を示すものである。従つてその生成は通常の広島花崗岩中のカリ長石より低溫で、緩冷条件下で行われたものであろう。

3) 岩体中のカリ長石斑品の分布は可成り不規則で、密集する事もあり、疎らになる事もあり、殆んど欠ける事もある。又その大きさは岩体の中心部でも周縁部でも全く変りがない。

4) 斑品は塩基性捕獲岩や周囲古斯深成岩中に屢に連続して生じていてその光軸角はこれらの岩体に隣接する花崗岩中の斑状カリ長石の光軸角と殆んど同じである。又小さいペグマタイト⁴⁾に連続することもある。

5) 石英部は通常花崗閃緑岩質であるが、粗粒花崗岩質の事もアプライト質の事もある。然し石英部の岩型が異なつてもその中の斑状カリ長石の光軸角や大きさには影響しない。

以上の理由から、カリ長石斑品は花崗岩漿より晶出したものではなく、花崗岩漿分化の

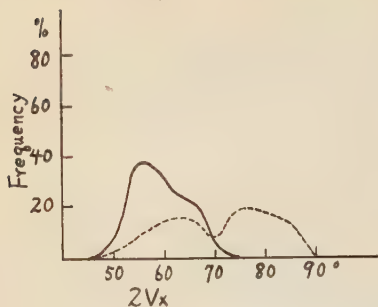
1) 花崗岩中のアプライトの多くは岩脈に貫かれている。

2) Laves, F.: Jour. Geol., **58**, 548, 1950.

3) Marmo, V.: Schweiz. Min. Petr. Mitt., **35**, 155, 1955; Am. Jour. Sci., **256**, 360, 1958.

4) Marmo, V.: Acta Geogr., **15**, 1, 1956.

第2図 広島花崗岩中のカリ長石の光学性



実線：通常の広島花崗岩，点線：八代花崗岩

第3図 八代花崗岩中のカリ長石斑晶



(ハッチ部は微斜長石化した部分)

後期に交替的に生成したものと考えられる。交代を行なった成分は深所よりガス或いは熱水に伴ない上昇したと思われる。Marmo¹⁾も同様の観察を行なっている。

従つて八代花崗岩は主岩体形成²⁾(恐らく岩漿性)期と交代期とに分けられる。後者ではカリ長石斑晶の生成、アプライト・石英脈の貫入等が行われた。Eskola³⁾, Marmo⁴⁾の述べているカリ交代作用もこれに似た現象と考えられる。塩基性岩脈類はこの交代期中及びそれ以後に貫入し、急冷周縁相の存在する所から、主岩体は既に固化に近い状態にあつたと見なされる(第1表)。

これに類似した岩脈類の産状は国内では飛弾⁵⁾・阿武隈⁶⁾・四国北部⁷⁾・広島南部⁸⁾等において報告されている。それら岩脈の周囲の花崗岩について調べて見ると、飛弾では野沢⁹⁾により交替的成因と考えられている。その他の地域では一応貫入性とはされているが、何れも花崗岩漿進化の最末期の岩体で、然も含有カリ長石は特徴的に微斜長石である。又岩石中のアルカリ量は屢と多く、八代花崗岩の様に生成後期に交替的に成分の供給をうけた可能性も充分にあり、国外でも類似の

1) ベグマタイト中のカリ長石の光学性質は隣接する花崗岩中の斑晶カリ長石と良く似ているが、間隙充填のカリ長石とは可成り異なる。

2) 主岩体は Marmo (Schweiz. Min. Petr. Mitt., **38**, 19, 1958). Reynolds (Geol. Mag., **95**, 378, 1958) の考えている様に 固体状での貫入の可能性が考えられるが、この問題については他の機会に述べる。

3) Eskola, P.: Bull. Comm. Géol. Finlande., **172**, 85, 1956.

4) Marmo, V.: 前出, 1958.

5) 野沢 保: 地質, **63**, 601, 1957.

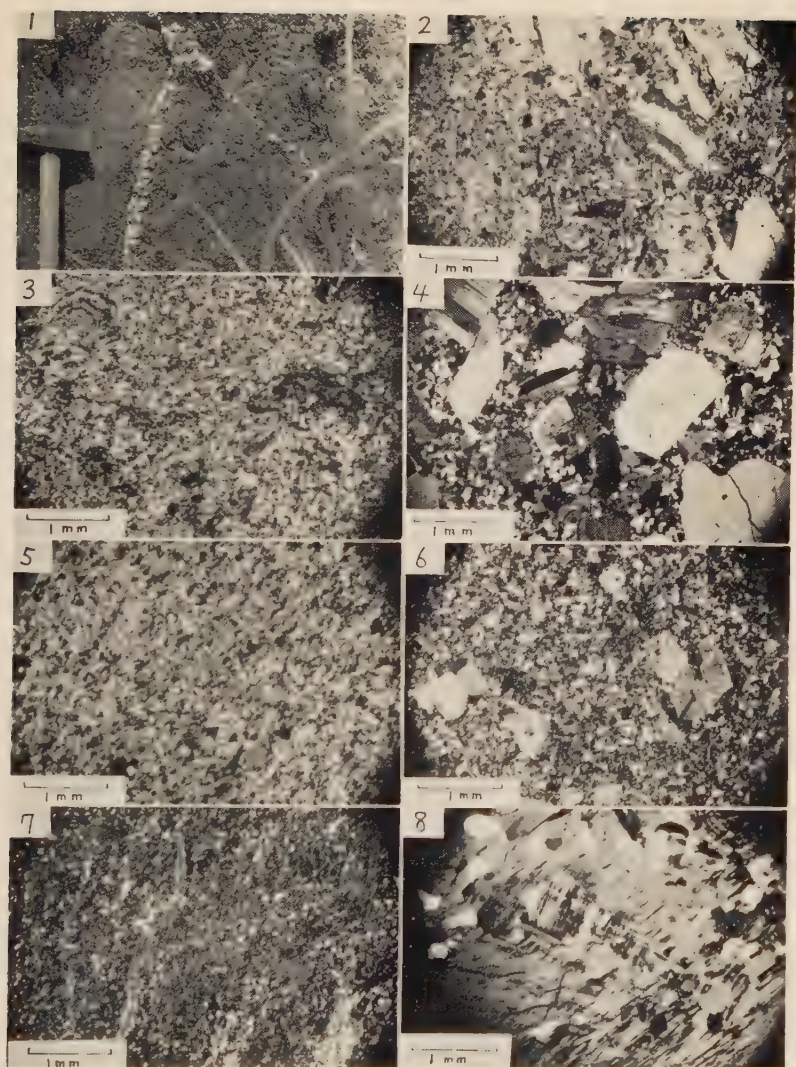
6) 大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井・柴田秀賢: 前出, 1953.

7) 平山 健: 地調報告, **141**, 1951.

8) 吉田博直: 地質学会西日本支部講演, 1957.

9) 野沢 保: 地質雑, **62**, 104, 1956.

第 4 図



1 : 煌斑岩中のアプライト脈, 2 : スペッサルトタイト (岩体内部),
 3 : スペッサルトタイト (周縁変質部), 4 : 閃雲花崗斑岩, 5 :
 流状微アプライト質岩, 6 : 文象質斜長斑岩, 7 : 松脂岩,
 8 : 八代花崗岩 (斑状カリ長石中の包有物)

第 1 表 八代花崗岩の生成

主 岩 体 形 成

花崗閃緑岩質～花崗岩質～アプライト質

カリ長石斑晶生成

ペグマタイト

アプライト・石英脈

塩基性岩脈

産状の例は屢々報告されている。

C) 岩脈類の起源

岩脈類を生じた岩漿の源についての議論は少ない。煌斑岩問題では花崗岩漿の岩漿分化ということが屢々考えられているが、岩漿貫入温度の点において、此处で扱っている岩脈の場合は説明困難である。Dietrich¹⁾ は類似の玄武岩質岩脈の成因に対して、岩漿分化作用の外、深部において捕獲岩の再熔融する場合をも考えている。然しこれでも貫入温度・貫入期等の点において説明がつけ難い。従つて此辺で考えている岩脈の場合は、その発生源は良く分らないが、花崗岩漿とは無関係の岩漿を考えねばならない。なお岩脈中には Eskola²⁾ の例で知られる様にもつと後期の貫入体も混っているかも知れない。

5. ま と め

1) 広畠花崗岩中にはドレライト・玢岩・石英斑岩・輝斑岩・閃雲花崗斑岩・黒雲母花崗斑岩・微アプライト状岩・石英斑岩・文象斑岩・珪長岩・斜長斑岩・松脂岩等の種々の岩型の岩脈が多く見出される。

2) その多くは周りの花崗岩を明瞭に貫いているが、八代花崗岩中では逆にアプライト・石英脈に貫かれたり、岩脈外よりのガス或いは熱水液による変質をうけたりすることがある。

3) 八代花崗岩は主岩体形成後交代作用をうけて生成されたと考えられ、岩脈類は交代期中かそれ以後に貫入したものと見られる。

4) 岩脈類を生じた岩漿は花崗岩漿とは無関係のものと考えられる。

終りにこの問題について色々御意見を御聞かせいただいた地質調査所の野沢保氏、広島大学の吉田博直氏に御礼申し上げる。

1) Dietrich, R.V.: Am. Jour. Sci., **252**, 513, 1954.

2) Eskola, P.: Tscher. Min. Petr. Mitt., Bd. **4**, 329, 1954.

鉱物学及び結晶学

8225, メタミクト鉱物の熱処理 Lima-de-Faria, J.

著者が 1956 年に提案した標準熱処理法をユークセン石, polymignite, イットロタンタル石, サマルスク石, pyrochlore および褐簾石について行ない、それぞれの X 線粉末写真を撮って廻折線の変化をしらべた。ユークセン石, polymignite 等のニオブタンタル酸塩鉱物は、加熱前は完全なメタミクト状態を呈しているが、700°C で 3 時間の加熱を行なうと面心立方相の廻折線が現われ、それはユークセン石, polymignite については $a=5.07 \text{ \AA}$, イットロタンタル石については 10.28, サマルスク石については 5.16, pyrochlore 10.38 である。これらの立方相は恐らく主成分元素の酸化物に由来するものであろう。空気中で 1000°C 1 時間加熱すると上記立方相の三斜晶系に属し X 線粉末写真は monetite (HCaPO_4) に類似し, 3.35, 3.023, 2.945, 2.74 \AA の所に強い線があらわれている。(Am. Min., **43**, 1148~1956, 1958) [長谷川]

8226, Borborema ペグマタイトの 磷酸塩鉱物: II-Boqueirao ペグマ タイト Murdoch, J.

Boqueirao ペグマタイトはブラジル東北海岸 Rio Grande do Norte 州の南部に位置する緑柱石-タンタル石ペグマタイトである。リシヤ輝石, 紅雲母, タンタル石, 蒼鉛, 閃ウラン鉱及び lithiophyllite $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$ 等の初生鉱

物と共に次の如き多くの含水二次磷酸塩鉱物がペグマタイトの中心部に産する。variscite $(\text{Al}, \text{Fe})\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, metatrengite $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, beraunite $\text{Fe}_6(\text{OH})_6(\text{PO}_4)_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ rokbridgite $\text{Fe}''\text{Fe}''_4(\text{OH})_5(\text{PO}_4)_3$, stewartite $\text{Mn}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, hureaulite $\text{H}_2\text{Mn}_5(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, tavarite。更に lithiophyllite 上に薄板状結晶とし産する Ca, Mn の磷酸塩鉱物を見出し新鉱物として chavesite と名付けた。chavesite の格子恒数は a_0 5.49, b_0 13.07, c_0 5.79 \AA , α 91°18', β 108°3', γ 99°44' で line と共に新しい特徴のある line を生ずる。完全に又は僅かにメタミクト化している褐簾石を 700°C で 3 時間加熱した場合には原構造の line が僅かに生ずるか或いは強化が見られる程度の変化がある。1000°C 1 時間の加熱では 9 試料共同様な明瞭な廻折線を生ずる。この廻折線は原構造に由来するものと、他の相に由来するものがある。(Min. Mag., **31**, 937~942, 1958) [長谷川]

8227, Dumortierite の新資料 Claringbull, G. F., Hey, M. H.

セイロン産の濃赤褐色の宝石標本について、これが dumortierite であることを確かめのデーターを得た。化学分析の結果は SiO_2 32.7, Al_2O_3 55.5, Fe_2O_3 4.4, B_2O_3 4.9, H_2O 0.4 合計 97.9%。比重 3.41。光学的性質 $\alpha=1.6860$ (黒色), $\beta=1.722$ (濃赤褐色), $\gamma=1.7229$ (褐色), $2V_\alpha=13^\circ$, $r>v$ 。空間は $Pcmn$ で、単位格子中に $4[(\text{Al}, \text{Fe})_7\text{B}\text{Si}_3\text{O}_{18}]$ を含む。(Min. Mag., **31**, 901~907, 1958) [長谷川]

8228, 合成石綿の研究 (熔融体からの弗素角閃石の合成) Shell, H. R., Comeforo, J. E., Eitel, W.

熔融体から金雲母が容易に合成されるので、石綿合成の第一段階の研究として同様な方法で、繊維状ないし針状の角閃石を合成しようと試みた。弗素角閃石の化学組成は $W_{0-1} \cdot X_2 \cdot Y_5 \cdot Z_8 \cdot O_{22} \cdot F_2$ で表わされ、W は 12 配位の Na, K, Li, Ca 等, X は 8 配位の Ca, Fe, Mg, Ba, Mn, Na 等, Y は 6 配位の Mg, Al, Fe, Mn 等, Z は 4 配位の Si, Al, Be, B 等で占められる。化学試薬を夫々の化学成分に相当するように混合し、これを 30cc 石墨坩堝或いはアルミナーシリカ坩堝に入れ、 $1200^\circ \sim 1400^\circ C$ で熔融した後冷却する。生成物は顕微鏡および X 線で調べ、又は化学分析を行った。130 個の組合せについての原料物質、反応条件、生成物質が表示されている。多くの場合、透角閃石を始め多数の角閃石類の生成が他の輝石、雲母類の生成と共に確められた。そのうち針状結晶 (1cm 以下) として生成されたものは Na を含むものであり、例えば edenite や richterite に相当する $Na \cdot Ca_2 \cdot Mg_5 \cdot AlSi_7 \cdot O_{22} \cdot F_2$, $Na \cdot NaCa \cdot Mg_5 \cdot Si_8$, $Na \cdot NaCa \cdot Mg_4 \cdot Mn \cdot Si_8$, 4 配位の Si を Be, B で置換した $Na \cdot Ca_2 \cdot Mg_4 \cdot Al \cdot Be \cdot Si_7$, $Na \cdot Ca_2 \cdot Mg_5 \cdot B \cdot Si_7$ 等である。これ等二三のものについての光学的性質や格子恒数等もあたえられている。繊維状の角閃石—石綿—の合成には程遠いものであるが、角閃石類の多数の同形置換体を合成し、その置換の可能範囲を明らかにしている。(Bureau of Mines Rept. of Invest., U. S. A., 5417, 1~35, 1958)

〔長谷川〕

岩石学及び火山学

8229, 北部ミシガン, West Kiernan sill Bayley, R. W.

Michigan, Mansfield Location の近くに非常に厚い (平均 5000 ft., 最厚 6800ft.) 分化した metagabbro の岩床がある。この岩床は West Kiernan sill と呼ばれ、中部先カンブリア紀の末期に、中部先カンブリア紀 Hemlock formation の堆積岩と火山岩中に貫入している。貫入後 *in situ* に於いて晶出分化し、更に引続いて褶曲し、広域変成作用を蒙っている。岩床はその岩石学的性質と化学組成から五つに分帯される。即ち下部から ultramafic, normal gabbroic, transitional, granophyric, meta-diabasic (chilled) zone。

貫入後直ちに橄欖石、輝石及び磁鉄鋇が晶出し、これらの重力分化によつて、ultramafic zone が形成され、続いてマグマの分別晶出作用によつて normal gabbro が形成された。そしてマグマの約 90% が固結した時期に granophyre が生成された。

岩床の北部は均一な組織と塊状を示し、対流作用を伴わずに晶出分化作用が行われたが、南部では対流作用を伴い、rhythmic layering が認められる。対流作用にするマグマの上昇、下降はこの岩床では、はつきりとは観察されないが、Skaergaard 貫入岩体にみられると同じ様な機構によつて rhythmic layering を形成したものと思われる。

post-Animikie 造山作用と変成作用により岩床は褶曲し、ほぼ垂直になり、緑色片岩相の岩石を形成した。岩床の構成鋇物は変成作用によつて殆んど完全に変化しているが、大抵の鋇物は水の附加を

受けたのみであり、それ故、岩石の化学組成の変化はマグマの differentiation と late deuteric alteration の為と思われる。低度の広域変成作用により normal metagabbroic zone と metadiabasic zone は緑閃石-曹長石-緑簾石-緑泥石岩になっている。ultramafic と transitional zone は deuteric alteration の影響を受け、変成作用の影響は余り受けていない。一方 granophyric rock は殆んど変質していない。(Am. Jour. Sci., **257**, 408~430, 1959) [青木]

8230. Rb-Sr, K-A 法による花崗岩質岩類中の雲母の絶対年代 Aldrich, L. T., Wetherill, G. W., Davis, G. L., Tilton, G. R.

アメリカを始め世界各地から採集した多数の資料について K-A, Rb-Sr, U-Pb, Th-Pb 法によつて絶対年代の測定を行つた。これらの実験から次の様な事が明らかになつた。雲母類の K-A と Rb-Sr 年代は 5~10% の誤差で良く一致する。雲母類の K-A, Rb-Sr 年代は共存する閃ウラン鉱、ジルコン、モナズ石等の U-Pb 年代と良く一致する。これらの鉱物の $U^{238}-Pb^{206}$, $U^{235}-Pb^{207}$, $Pb^{207}-Pb^{206}$, $Th^{232}-Pb^{208}$ 各年代が良く一致しない場合、 $Pb^{207}-Pb^{206}$ 年代が K-A, Rb-Sr 年代と最も良く一致する。

この研究から得られた結果に於いて最も古い年代は北アメリカ、アフリカ、オーストラリアの約 26 億年前のペグマタイトであつた。しかもこのペグマタイトは火山岩や堆積岩を切つているので、これより更に古い年代の岩石が存在している事になる。又興味ある事は、アリゾナ、ニュー・メキシコ、コロラド、ワイオミングの 12 の花崗岩の年代はいづれもほぼ 13.5 億年であり、これらの年代がほ

ゞ一致している事から、アラミード造山作用の様な大規模な運動が 13~14 億年前に広い地域に亘つて行われた事である。(Trans. Am. Geophys. Union, **39**, 1124~1134, 1959) [青木]

8231. K-A, Rb-Sr 法とソ聯の先カンブリア紀の年代 Polkanov, A. A., Gerling, E. K.

1951 年来、K-A 法、1956 年来、Rb-Sr 法によつて地質絶対年代の測定を行なつて来た。K-A 法では白雲母、黒雲母及び金雲母を用い、これを 1200°C で 5 時間加熱して A^{40} を抽出した。スパイクとしては A^{36} を用いた。Rb は放射性トレーサーの適用又はアイソトープ稀釈法によつて定量した。

ソ聯の先カンブリア紀の各地域の資料について約 300 行なつた。年代は $2880 \times 10^6 \sim 500 \times 10^6$ 年であり、最古の岩石はコラ半島のものであつた。又中生代と古生代の岩石は K-A 年代と地質学的に得た年代との間には大きな違いはなかつた。しかし先カンブリア紀では時々大きな相違があり、最大 10^9 年にも達した。この相違は K-A 法の不正確さによるものではない。Ukraine, Korosten complex の上部原生代 rapakivi granite の年代はジルコン中の鉛法によると $1700 \times 10^6 \sim 1750 \times 10^6$ 年、K-A 法によると 1660×10^6 年、Siberia, Sludyanka の始生代の年代は K-A 法 462×10^6 年、ジルコン中の Pb^{207}/Pb^{206} 法、 450×10^6 年、モナズ石中の Pb^{208}/Th^{232} 法、 500×10^6 年であり、これら各種の方法によつて得られた値は良く一致している。(Trans. Am. Geophys. Union, **39**, 713~715, 1959) [青木]

8132, オスロー地方の噴出岩中の Sr と Ba の分布 Oftedal, I.

オスロー地方の主な噴出岩類中の Sr と Ba の測定を半定量的に分光分析で行なつた。これらの一般的傾向は地質學的に観察された層序と一致し、閃長岩質及びこれに類似の組成の岩石はすべて比較的 Sr と Ba が多く、若い岩石は次第にこれらが乏しくなっている。黒雲母ノードマーカイト—黒雲母花崗岩系とエジソンノードマーカイト—エケライト岩系の間には著しい相異がみられ、前者は Sr と Ba はやゝ多いが後者は殆んど含んでいない。花崗岩中の Sr と Ba の絶対量はこれらの岩石中の長石相にみられると同様に、晶出作用の温度の変化にはあまり鋭敏ではない様である。(Norsk. Geol. Tids., **38**, 221~299, 1959)

[青木]

8133, 硫黄島の 1957 年の爆発 Corwin, G., Foster, H. L.

硫黄島の中央部で 1957 年 3 月 28 日に爆発が起つた。前徴らしいものはほとんどなしに、地方時間 11 時 55 分突然に水蒸気、火山礫、火山岩塊の噴出が起り約 65 分続いた後活動を中止した。放出物は粗粒のものは 150 フィートに達し、火山灰と水蒸気は 200 から 300 フィートの高さに達した。この結果直径 90 から 100 フィート深さ約 45 フィートのだ円形の火口が生じた。放出物は主として火口の西方に堆積し、厚さは火口附近で 22 フィート、300 フィート西方では 1 インチである。これらの放出物は新しいマグマから供給されたものではない。噴火の中止後約 50 分ほどして火口の北西方 75 フィートのところに陥没によつて直径 155 フィート深さ 55 フィートの凹地が生じた。この噴火の最中にある

いは、噴火の中止後附近に多くの地割れや小断層が生じ、その移動は 8 インチに達した。この島の他の地域ではこの噴火の前後を通じて特筆するような活動はなかつた。

この爆発は地下に高圧下で集積していた水蒸気をおさえていた圧力が突然ゆるんだためと考えられるがその原因は不明である。恐らくは豊島 (1932) の云うように地下の熱流の分布が変つたためであろう。しかしこれの硫黄島の火山活動の増大を示すものではないと考えられる。(Am. Jour. Sci. **257**, 161~171, 1959)

[大沼]

8234, 高圧下における塩基性岩石の密度 Hughes, D. S., McQueen, R. G.

高圧の下で塩基性岩石の密度がいかに変化するかを研究する目的で、斑岩を 2 ケ、ダナイトを 1 ケ用いて、これに 750 から 750 キロバールの圧力を加え、各圧力に対する密度を測定した。密度の測定は高性能爆発によつて生じた衝撃波によつて行なつた。原密度 3.0 gr/cc の斑岩は 750 キロバールで密度 5.0 gr/cc となり、3.25 gr/cc のダナイトは 720 キロバールで 4.9 gr/cc となる。加えた圧力と密度の関係を見るとダナイトは加圧に対して密度は連続的に変化するが、斑岩は圧力 150 キロバールのところにある種の変移点が存在する。即ちこの圧力に対しては密度が 3.5 gr/cc から 4.0 gr/cc の範囲に渡つて存在し、4.0 gr/cc からは再び連続的に変化する。これを 1956 年に Bullen が提称した地殻の密度—圧力曲線と比較すると低圧ではダナイトの曲線が比較的近く、Bullen の曲線が破れる 400 キロメートルの点は斑岩の曲線の破れる 150 キロバールに一致する。300 キロバールを越える

と Bullen の曲線と斑岩の曲線が非常に近似して来る。(Am. Geophy. Union, 39, 959~965, 1958) [大沼]

8235, アフリカ, タンガニカ地方, Kungwe 湾の Transcurrent 運動の深部に於ける変成作用 Sutton, J., Watson, J.

タンガニカ湖東岸の Ubende 地方には SE-NW の方向性を持つ変形岩が分布している。この地域には 2 つの構造運動の型すなわち、破碎帯とミローナイト帯がみられる。破碎帯に於いては広域的に発達している周囲の鉱物組合せより低度の組合せのものとなっている。ミローナイト帯は二つの直交するものがある。ミローナイト帯には破碎構造を示すミローナイト及びそれを欠く細粒の岩石とがあり、後者はホルンフルス状組織を示し、変形作用の間安定にとどまっていたザクロ石や角閃石をボーフィロプラスケツクに含んでいる。これらの岩石は地殻深部での変形にもとづくもので、運動が行われている間のエネルギーが岩石を熱した高度の局所変位変成作用によるということが考えられる。これらの構造は地震帯に於いて、地殻が如何に変形するか例であり地震による放出エネルギーが地殻を熱するであろうということを暗示する。(Jour. Geol. 67, 1~13, 1959) [蟹沢]

金属鉱床学

8236, Samreid lake 硫化鉄鉱床 Friedman, G. M.

当地域の地質は角閃岩、角閃岩質凝灰岩、変質凝灰岩、珪岩、流紋岩、粗面岩、安山岩及び輝緑岩等よりなる。鉱床近傍

の珪岩は結晶質チャートで、硫化鉱物の鉱染が著しい。鉄鉱物には黄鉄鉱、磁硫鉄鉱が主体で、少量の白鉄鉱、磁鉄鉱、黄銅鉱及びキューバ鉱を産する。黄鉄鉱、黄銅鉱の成因に関して 1) 正常な黄鉄鉱として沈澱したものが後期の固結作用に際し高温の影響を蒙りその結果磁硫鉄鉱に変つたものか、2) H_2S の活動が微弱なため、ゲル乃至はメルニコバイトとして存在したものが晩期の火成活動の影響により磁硫鉄鉱化したものか明らかではないが、恐らく局部的に沈澱した水酸化鉄が、 H_2S の影響によつて黄鉄鉱になり、次いで post geosynclinal orogenic stage に於いてその 1 部が磁硫鉄鉱に変つたものと思われる。又、前記磁鉄鉱は、やはり海底火山活動部附近の浅海傾斜帯に沈澱濃集したもので、その一部は H_2S の影響により黄鉄鉱に変つたものであろう。(Econ. Geol., 54, 268~284, 1959) [阿部宏]

8237, New Jersey, Sussex 州の Steling Hill 亜鉛鉱床の地化学 Metsger, R. W., Tennant, C. B., Rodda, J. L.

Sterling Hill 鉱体は Cork Hill 片麻岩との接触部から約 600 呎はなれた white limestone の中にあり、この石灰岩は 5 呎の層厚で局部的に苦灰化作用を受けている。鉱体は明らかに鉱物学的に zoning を有するが、構造上著しく複雑な為はその分布は完全にわからない。

各 zone を説明すれば次の如くなる。outer zincite zone; これは willemite, tephroite, 磁性のない franklinite および局部的に大量の zincite よりなり、螢光石灰岩中に鉱染し、又は片麻岩様組織を有し、sheet または lens 状をなす。central zincite zone; これは次の black

willemite zone との接触部附近に磁性のある franklinite があり、また螢光を示さぬ willemite を相等量有する以外、略々 outer zincite zone と同じである。black willemite zone; これは willemite 及び franklinite よりなり、前者は一見 franklinite と区別困難な程黒色で磁性を有し、共生する tephroite も同様であり、franklinite は磁性強く、zincite は存在しない。brown willemite zone; zincite を含まない褐色の willemite-franklinite からなり、外縁部は霜降り模様で、内部は片麻岩様組織を呈する。pyroxene zone; これには diopside, augite, Zn の低い磁性ある franklinite, biotite, garnet をともなう螢光石灰岩の zone と、片麻岩帯と鉱石との間に円筒状をなし、その接触部で garnet, pyroxene, botite, garnite が、変成時における石灰岩と片麻岩の間の反応生成物として生じた zone の2つに大別される。franklinite zone; Zn が少なく磁性の強い franklinite が鉱染する。gneiss zone; pyroxene-hornblende-feldspar-mica gneiss よりなり、鉱体の core をなす graphitic white limestone と pyroxene zone との間にある。以上の他に calamine-mud zone が鉱体上部に見られる。

willemite には緑、赤及び黒色の三種があり、緑色のものは螢光を有し、赤及び黒色のものは franklinite を包裹し、これは離溶産物ではない。又赤色のものはその他に chrysotile をも含む。tephroite も包裹物によりその色を変える。この他に包裹物である franklinite 中に friedelite が存在し、また serpentine family の包裹物も見出された。

lattice dimension を magnetite と共に求めると、franklinite は暗色の low

-space のものは磁性強く、赤色の high space のものは弱い。又天然及び人工試料について $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{ZnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{ZnO} \cdot \text{MnO} \cdot (\text{Fe}_2\text{O}_3)_2$, $\text{MnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ を見ると lattice dimension は Mn, Zn と共に増加し、Mn の方が大である。即ち lattice dimension は Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} により決定される。franklinite の lattice dimension は粗粒のものと、willemite 中の色裏物では多少差異があり、それはその化学組成の差による。これ等の変化から willemite 中の ferrite inclusion は post-ore alteration の蛇紋岩化作用の産物である。

生成順序は始めに willemite が晶出し、つぎに franklinite がその間を楔状に充し、tephroite は willemite を交代する。zincite は tephroite を含む部分のみその間隙を充すがこの両者は tephroite を形成した Mn 溶液が willemite 中の Zn を交代して、その為 Zn oxide として zincite を生ずる結果となった。

包裹物としての franklinite は willemite, tephroite 中に限られ、pyroxene 中に存在せず、それ等珪酸塩鉱物より後期の生成物である。そして serpentine 及び friedelite と成因的に関係し、蛇紋岩化作用は franklinite 包裹物に対して可能な生成機構である。(Bull. Geol. Soc. Amer., 69, 775~788, 1958)

[鈴木]

8238, 中部ミネソタ Cuyuna 地区の含チタン堆積岩について Schmidt, R. G.

中部ミネソタ州 Cuyuna 地区を構成する地層はプレカンブリアンに属し、argillite・粘板岩・及び少量の粗粒な碎屑岩、火山岩から成り著しく褶曲作用を受け、変成作用を蒙っている。堆積岩類

は一般に粘土質であり火山岩は熔岩流又はシルの産状を示す。これら堆積岩中には略々二枚の鉄鉱層が挟在し、著者は下部のものを主要鉄鉱層、上部のそれを上部鉄鉱層と呼び両者の垂直距離は 500~700 呎、稀には 2000 呎に及ぶ。鉄質鉱物は非酸化帯では菱鉄鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱・針鉄鉱・酸化帯、脱色帯では ferric-iron oxide である。主要鉄鉱層の下部即ち古期岩類は淡灰色乃至暗灰色、淡緑色、淡褐色の argillite、粘板岩及び細粒のシルト岩等から成り、そのチタン含有率は 0.5% であつて略々普通の粘土質岩石となつている。主要鉄鉱層の上部即ち新期岩類は灰色・黒色・緑色・褐色・赤色、又はほぼ白色を呈する argillite、粘板岩、少量のシルト岩及びレンズ状の上部鉄鉱層よりなるが、褐色・赤色・白色を呈するのは酸化作用及び脱色作用によるものである。チタン含有率は主要鉄鉱層上盤 250~300 呎間は 1.0~3.7% 平均 2% で著者はこの部分を含チタン帯と呼び、この帯より上部では痕跡より 1.5% 平均 1% へとチタン含有率が減少している。尚、主要鉄鉱層の上盤の一部は玄武岩質岩石及び凝灰岩から成り、玄武岩質岩石が主要鉄鉱層を直接被覆する部分もみられる。玄武岩の噴出は 3 期に分けられ、最も厚いもので 250 呎に達し、化学分析値はハワイの玄武岩のそれに類似し、チタン含有率は 1~2%、凝灰岩は 1~4% に及んでいる。含チタン帯にこの玄武岩質岩石、凝灰岩の風化分解した破片が挟雑物として散見することがある。最後に上述の異常に高い含チタン帯の成因は、変成作用、又は酸化作用等に依るものでなく、玄武岩質岩石及び凝灰岩の地域的な風化分解に歸している。即ち徐々に風化せる玄武岩質岩後は他の新鮮な火山岩より含チタン率の高い

粘土を生じ、それが“普通の”粘土と混合しても、尚異常にチタン含有率の高い堆積物を生じたものであろう。(Econ. Geol., 53, 708~721, 1958) [折本]

8239, 熱水変質 Schwartz, G. M.

熱水変質は、“Glossary of Geology”の中に次のように定義されている。即ち、先在する固相と熱水段階の液相との相互反応からの相変化、また、熱水溶液の媒介による物質の附加と除去によつて引き起される岩石の変化、である。

熱水変質による母岩の物理的変化は著しく、特に脱色化、孔隙の発達、組織の変化などが著しい。色の変化は、一般に粘土鉱物、絹雲母、石英などの変化によつて、未変質岩より淡白色になるが、緑泥石、緑れん石、電気石、蛇紋岩、アンケライト、マリボサイト、フツカイトなどの置換によつて暗色になる例もある。

鉱物的な変化は複雑であるが、再結晶作用は一般に起らない。熱水変質で形成される最も特徴的な鉱物は、絹雲母、石英、緑泥石、硫化物、緑れん石、黝れん石、粘土鉱物、方解石などである。

熱水溶液は変質した岩石の中に種々の成分を導入する。重要なものは、 H_2O 、 SiO_2 、S、 CO_2 、K、Na、Ca、Mg、B、F、Cl、Li、P、普通の金属などである。またある元素は岩石から除去される。一般に母岩の成分は早期の段階に影響し、溶液の成分は後期の段階に強く影響する。熱水変質の普通の結果として、変質の帯状分布が生ずる。これは、ある一貫性はあるが、母岩の成分と溶液の成分によるもので、かなり複雑である。

脈の場合の母岩の変質の著しい特徴は脈の成分には無関係である。

熱水溶液は、岩漿源を考えている人が多いが、天水又は吸蔵水が溶液のかなり

の部分をおめているよう思われる。
(Econ, Geol., 54, 161~183, 1959)

〔飯田〕

8240, フィンランド産方鉛鋇の Pb 同位元素及び微量成分による比較 Vaasjoki, O., Konvo, O.

フィンランドの太古代の基盤は Svecofennian 造山運動と Karelian 造山運動の二度に亘る造山輪廻を受けていると考えられ、前者に関係ある地層は南部及び西部フィンランドに広く分布している。此の南部フィンランドの Svecofennian 地域に見られる硫化鋇々床は成因的に、Eskola の Orijarvi の研究の結果を基礎にして考察され、現在迄 Svecofennian 造山運動と同時相の逆入岩体である片麻岩質花崗岩が運鋇岩であると考えられて来た。ところが最近、種々の鋇床が調査されるに従い、此の見解に当てはまらない例が見出されて来たので、筆者等はフィンランド南部の 9 つの鋇床の産状を調査した後、更にそれらの鋇床に普遍的に産出する方鉛鋇を選び、その中の Pb 同位元素及び微量金属元素を検出することによつて、此れら硫化鋇々床の生成時期と造山輪廻の関係を明らかにせんと試みた。微量金属元素検出の結果、此等 9 鋇床は明瞭に 2 つの群に分けられ、所謂 Svecofennian 地域の 6 鋇床産の方鉛鋇がかなり多量の As, Sb, Bi, Sn, Cd, Ag 等の微量金属元素を含んでいるのに比較し、同地域内でも rapakivi 岩体の内部或いはその近くに存在する 3 鋇床産の方鉛鋇からは殆んど微量金属元素を検出することは出来ない。又 Pb 同位元素測定の結果もよく此れに一致し、前者の方鉛鋇の鉛の方が後者のそれよりも原子量の軽いものが多い。一方前者 6 鋇床の Pb 同位元素測定結果より算出した生成

年代は、約 1770 m. y ~ 1820 m. y で、別に雲母及びジルコン法により算出した Svecofennian 同時相の火成岩逆入時期の 1790 m. y と非常によく一致し、前述の仮説を裏書きしている。然し後者 rapakivi 地区の 3 鋇床は Pb 同位元素よりその生成時代を推定すると遙かに若い時代となり、微量金属元素の相異をもあわせ考えると、此れら 3 鋇床は、Svecofennian 造山運動とは関係なく遙か後期に異なる供給源よりもたらされた物質により生成したと考えざるを得ない。以上のことを述べた他に筆者等は S 同位元素についても参考意見を少し述べている。
(Econ. Geol., 54, 301~307, 1959)

〔島〕

石油鋇床学

8241, デボン紀層中の有機物 Swain, F. M.

ペンシルバニア州中部, Mt. Union 地域に広く分布する下部へ中部デボン紀層中の有機物質について論じた。研究対象として選択した地層及び試料は、下位から Ridgeley 砂岩層 (最上部分 1 個), Newton Hamilton formation (黒色頁岩, 灰色石灰質頁岩, 暗灰色頁岩, 泥質石灰岩の互層 26 個), Marcellus 黒色頁岩層 (8 個), Mahantango formation (灰色頁岩 15 個), Burket 黒色頁岩層 (3 個) 等の頁岩相を主体とする海成起源のものである。

粉碎試料 50g をベンゼン 80%, メタノール 20% の混溶媒を用い Soxhlet で 8 時間抽出し、抽出有機物を column chromatography で飽和炭化水素, 芳香族炭化水素, アスファルト物質に分離した。抽出瀝青物は 0.002~0.24% で

Marcellus 黒色頁岩中に最も多く含まれている。飽和炭化水素と芳香族炭化水素の割合は Ridgeley 砂岩層を除いて飽和炭化水素が多く、相対的に上部層に向つて増加の傾向が示された。一方芳香族炭化水素は減少する。この様な関係は、一種の古地理学的意義を有するもので、Mahantango, Burket の頁岩層に比較して Marcellus 層の堆積環境は、海水の流動攪拌の少ない停滞的な水域を形成していたものと考えられる。遊離硫黄は下部層の Newton Hamilton と Marcellus の試料中に含まれているが、上部層の Mahantango, Burket の頁岩中には一般に少ない。この様に硫黄を含有する頁岩層は、また芳香族とアスファルト質の溶出量の増加によつて特徴づけられている。Newton Hamilton, Mahantango の頁岩各1個の heptane fraction について vapor-phase chromatography を行なつた結果、極めて少量であるが低沸点化合物の存在が判明した。次に数個の試料について 0.1 N HCl で4時間抽出したものを水-飽和フェノール (1:1)、ブタノール:醋酸:水 (4:1:5) を用い paper chromatography で展開した。その結果 Newton Hamilton, Marcellus, Burket の各頁岩の抽出物には、炭水化物様の有機物が認められた。また硫酸加水分解の paper chromatography ではフミン酸が分離され、これは紫外線吸収スペクトルで 265, 268, 271 m μ に吸収ピークを示し、ビリジン化合物と考えられる。このフミン酸はデボン紀の各層に少量ながら含まれているが (0.04~2.0%), 特に上部層の Marcellus と Burket の黒色頁岩に最も高い濃度を示している。なおアルギニン、リジンと思われる Rf 値の低いアミ

ノ酸が少量であるが認められた。この様な有機物質の岩相層的な変化が, original なものか, 堆積後の変化によるものか論ずることは難しいが, 各 petrologic type について瀝青物質, フミン酸, その他の有機物質を詳細に究明して行くことは, 堆積学の発展に重要なことである。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 2858~2891, 1958) [島田]

8242, メキシコの Gulf 堆積物中のアルカリ金属の生成 Welby, C. W.

メキシコの Gulf の堆積物 130 試料についてアルカリ金属の量を分光分析によつてしらべた。Na, K, Rb, Li, Cs のアルカリ 5 元素について、標準として代表的な花崗岩と輝緑岩を使用し、直流 emission spectrographic method で分析した。標準偏差を出す為に 1/8 inch の pure carbon 電柱, 1/8 inch の graphite 電極, 3/16 inch の graphite 電極について Na₂O, K₂O, Rb₂O, Li₂O, Cs₂O について実験を予察的に行なつた。試料としては地表の試料, 75cm 深さの試料, 150cm 深さの試料に分けて分析した。Gulf の試料の外に, globigerina oozes, Mississippi delta, V.L. B 試料, Rockport, Texas, San Antonio 湾, Composit (Austin chalk, Eagle Ford shale, Selma chalk etc.) 試料について比較した。一方示差熱分析で試料の粘土鉱物をしらべて、粘土鉱物との関係についても議論を加えている。K が多い堆積物が僅かながら Rb がとんでいる。K-Na の比は火成岩と同じ様な比率である様に認められる。Li も火成岩と殆んど類似した傾向を有している。Rb は illite を多く含んでいる堆積物中に多く、Li は montmorillonite にとんだ堆積物中に多い。アルカリ金属はいづ

れも海岸からの距離に左右され、又粘土鋳物の吸着の現象についても考慮せねばならない。(Jour. Sed. Pet., 28, 431~452, 1958) [阿部]

8243, 漂石粘土の組成分析の方法としての“size factors” Shepps, V. C.

オハイオの北東とペンシルバニアの北西方に堆積している漂石粘土の粒度分析に於いて、その組成を表現する場合に今迄は、粒度組成を histogram や累積曲線で表わす方法がとられてきた。試料数が多くなれば各々について算術平均, median, 四分偏差, 標準偏差を一々計算することは、わりあいに時間がかかり、試料の数を減らすことは精度の上にも大いに関係して真の表現が出来なくなる恐れがあるので、最も表現が簡単であつて、個々の試料の値に忠実に表現出来る一方法として“size factors”を提案している。横軸に粘土の百分率をとり、縦軸に砂の百分率をとつて、試料について粘土・砂の比をプロットする。横軸と縦軸の各々の 100% の点を結んで、この対角線を 40 等分する。対角線の中央は 20 という値になる。この値が size factors で横軸の粘土 100% の点は size factors 0 となり、縦軸の砂 100% の点は size factors 40 という点になる。座標の原点と size factors 20 の点(砂 50%, 粘土 50% の点)を結んで、対角線を 40 等分した点より平行線をひき、この線の間にプロットされた試料数を計算して漂石粘土(till)の組成を size factors と粒度数の分布を histogram に画く方法である。この方法で求められた size factors と median size の関係も非常によい相関を示している。(Jour. Sed. Pet., 28, 482~485, 1958) [阿部]

8244, 2つのイライト質粘土の地球化

学的区分 McLaughlin, R. J. W.

アメリカイリノイ州の石炭を含む地層から採取した粘土質試料について分析を行ない、微量成分は分光法によつてそれぞれ分析した。Ca, Fe, Mn の混入があるが、これらを除いて粒度と化学成分との間には、細粒部にはイライトの多いことが Al, K, の増加でもわかるし Si/Al の比でも判断出来る。又 Ga, Cr, V も Al と同じ細粒分に集まり、Sr は Ca に、Ba は K と相関した分布をしめす。試料中のイライトの成因に関しても可能性をあげ吟味し、風化によつて生成し、移動堆積することが最も都合がよいと論じて環境としては半ば陸に閉ざされた内湾性の海に堆積したものであろうと推論した。(Geochim. et Cosmochim. Acta, 15, 165~169, 1958) [阿部]

8245, 水成岩中の不溶性有機物 Forsman, J. P., Hunt, J. M.

水成岩の堆積環境・地質時代の代表的試料の kerogen を分離し、化学的物物理的性質について調べた。有機溶剤で抽出し、可溶性有機物を除去し、kerogen を頁岩・石灰岩・千枚岩から分離する。これは暗褐真黒色の粉末で、屈折率 1.73~1.50, 比重 1.51~1.22 程度、 $C=45\sim90\%$, $H=5\sim25\%$, $O=5\sim45\%$ 程度で有機窒素も必ず存在する。C/N は 25~60 で、変成岩から分離したものは窒素が痕跡程度しかない。変成度の高い岩石では C が多く、O と H が少ない。kerogene の根原物質の相違が C, H, O の化学組成の変化をもたらし、又ヘプタンを加へ高温で水素添加すると可溶性の有機物ができるが、kerogene の組成によつて相当の差がある。(Geochim. et Cosmochim. Acta, 15, 170~182, 1958)

[阿部]

会員動静〔新入会〕 武井 徹（秋田県山本郡琴丘町鯉川，鹿渡鉱業所），原子燃料公社探鉱部（東京都千代田区平河町2丁目7）信越化学工業株式会社小滝採石場（新潟県糸魚川市山之坊），自由書房（岐阜市神田町4丁目），橋本彰文（島根県松江市西川津町橋本，宮崎男二方），同和鉱業株式会社柵原鉱業所（岡山県久米郡柵原町），飯塚 良（島根県大田市久利町松代鉱業所），天藤森雄（東京都江東区深川豊州町1の1，小野田セメント株式会社東京研究部），井上元之（名古屋市千穂区徳川山町2の51），渡辺和徳（兵庫県養父郡大屋町明延鉱業所）

〔転勤及び転居〕 浜口克己（札幌市南1条西1丁目，日本鉱業北海道営業所），大庭 昇（東京都練馬区豊玉南町1の21，小池方），亙理誠五郎（東京都杉並区和泉町67），中谷欽一（福島県常磐市大字湯本字辰ノ口25，職員合宿），米谷利治（岩手県二戸郡世代町，花輪鉱業所），木村達明（東京都落合長崎局区内豊島区長崎3の19），林田志賀雄（福岡市薬院古浜町5，公務員アパート4の3号），国立国会図書館（東京都千代田区永田町1の1），山本敏夫（東京都大田区雪ヶ谷882）

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は原則として和文原著とし，原稿用紙に当用漢字を用いて横書，図及び表を含め，刷上りで7頁（7.5ポイント活字）以内にとどまるようにする。**7頁を超過した場合には，この超過分の費用は著者の負担とする。**
2. 英文原稿の場合には和文に対する超過組料を著者の負担とする。尚 原稿末尾には和文要旨をつける。
3. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き，1/2 又は 1/3 などに縮尺するのに適するよう，文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
4. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すこと（著者，掲載誌又は単行書名，巻，頁，年）。
5. 英文はタイプライトすること。
6. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
7. 投稿論文は受付順に印刷するが，本誌の発行が隔月であるため，なるべく内容に種々のものを入れたいので，必ずしもこの順に依らない場合がある。

昭和 34 年 9 月 20 日 印刷		昭和 34 年 10 月 1 日 発行	
発行所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会 〔電話仙台③1181（内線311）〕	入会申込所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
編集兼発行者	大 森 啓 一	会費払込先	同 上〔振替仙台8825番〕
印刷所	仙台市堤通27〔電話③2027〕 笹気出版印刷株式会社	本会会費	一カ年分 500 円（前納）
印刷者	笹 気 幸 助	本誌定価	一 部 150 円（会員外）
			© 1959

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

Thermal study on some γ -type ramsdellites	K. Okada
The alteration of the wall rocks along vein deposits in the Hattari Mine, Hokkaido	H. Abe
On kaersutite from the Iki island, Nagasaki Prefecture	
.....	K. Aoki and H. Matsumoto
Mechanical and chemical studies of cutting core samples	
.....	I. Kato and M. Abe
Some notes on pisolites from Sambe Volcano, Shimane Prefecture	
.....	K. Miura
The dike rocks in the Hiroshima granite in western Chūgoku	
.....	N. Murakami
Notes and News.	

Announcements from the Association, etc.

Abstracts :

Mineralogy and crystallography. Thermal treatment of metamict minerals,
etc.

Petrology and volcanology. A metamorphosed differentiated sill in northern
Michigan, etc.

Sci. of metallic deposits. The Samreid lake sulfide deposit, Ontario, an
example of a pyrrhotite-pyrite iron formation, etc.

Sci. of petroleum deposits. Organic materials of early middle Devonian,
Mt. Union area, Pennsylvania, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan